

Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie

Herausgegeben
von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft

unter der Redaktion von

Dr. Carl W. Correns

Professor an der Universität Rostock

Dreiundzwanzigster Band

Zweiter Teil

Mit 26 Abbildungen im Text

Berlin W 35

Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft e. V.

Buchhändlerischer Vertrieb durch die Verlagsbuchhandlung Gustav Fischer in Jena

1939

Zum 2. Teil des 23. Bandes der „Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie u. Petrographie“ werden gesondert erscheinen:

Nomogramme

zum Mineralbestimmen mit Röntgenstrahlen

Von

Dr. phil. habil. Martin Mehmel

Dozent an der Universität Rostock

Die Nomogramme werden gebrauchsfertig für $\text{Cu}_{K\alpha}$ -, $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung, und zwar für jedes Mineral und jede der angegebenen Strahlungen auf einer besonderen Karte geliefert. Die 1. Serie, das sind diejenigen Minerale, die in den Fortschritten der Mineralogie Bd. 23, S. 91—118 besprochen worden sind, wird in einer Mappe abgegeben, in die die späteren Lieferungen jederzeit eingeordnet werden können.

Preis auf Anfrage.

Verlag der Deutschen Mineralog. Gesellschaft e. V. in Berlin W 35
Koester Ufer 17

Postscheckkonto: Berlin 112678

New

Für Werkstoffprüfung

einfache und handliche

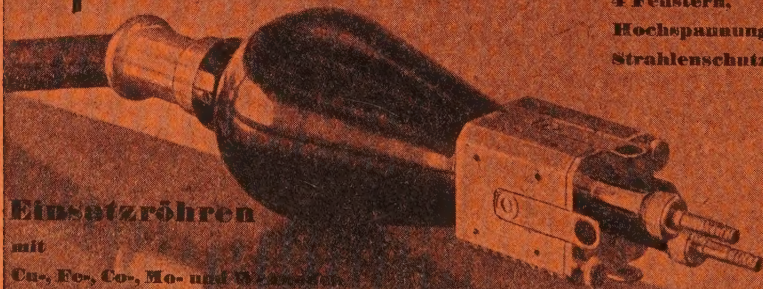
Feinstruktur-Röntgenröhre

mit

4 Fenstern,

Hochspannungsschutz,

Strahlenschutz



Einsatzröhren

mit

Cu-, Fe-, Co-, Mo- und W-anoden
sind in Sekunden austauschbar

C. H. F. MÜLLER A.G., RÖNTGENWERK

Aht. Materialuntersuchung

BERLIN NW 40, HINDERSINSTR. 14

Allgemeines

Bericht über die 24. Jahresversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im August 1938 in Graz

Die Jahresversammlung umfaßte folgende Veranstaltungen: Vorstandssitzung, ordentliche Mitgliederversammlung, wissenschaftliche Sitzungen an drei Tagen, einen Nachmittagsausflug in das Kristallin von Radegund bei Graz und einen eintägigen Lehrausflug in das Eruptivgebiet von Gleichenberg in der Oststeiermark.

Vor der Tagung fand eine alpine Exkursion in das Ankogel-Hochalm-Kristallin im obersten Murtale statt (120 Teilnehmer), und nach den Sitzungstagen wurden verschiedene Lagerstätten in der Umgebung von Leoben vorgeführt. Bei diesen Lehrausflügen hatten dankenswerterweise verschiedene Herren die Führung übernommen, in erster Linie die Herren ANGEL, CLAR und MEIXNER aus Graz und die Herren FRIEDRICH, MATZ und PETRASCHKE aus Leoben. — Der Geschäftsführer der Tagung war Herr ANGEL.

Die Tagung, zu der sich 170 Teilnehmer angemeldet hatten, wurde am Mittwoch, dem 24. August 9²⁰ Uhr durch den Geschäftsführer im Hörsaale des Mineralogischen Institutes der Universität Graz eröffnet. Der Herr Prorektor der Universität begrüßte die Teilnehmer. Am Vorabende hatte schon der Gauleiter und Landeshauptmann Dr. Uiberreither die Mitglieder in der alten steirischen Landstube empfangen.

In den wissenschaftlichen Sitzungen wurden 29 Vorträge gehalten, über die die Autoreferate berichten (vgl. S. CV—CLXVIII).

Aus der Geschäftssitzung am Freitag, dem 26. August 1938 9⁰⁰ Uhr ist mitzuteilen:

1. Der Vorsitzende stellt die ordnungsgemäße Einberufung und die Beschlußfähigkeit fest. Anwesend sind 58 Mitglieder.
2. Er widmet den Toten des vergangenen Jahres einen Nachruf: den Herren HUGL, KLOCKMANN, GOSSNER, POHL, KLEMM.

3. Herr ANGEL (Graz) wird als Vorstandsmitglied, und Herr HIBSCH (Wien) wird als Ehrenmitglied erwählt.
4. Der Schriftführer spricht über die Mitgliederbewegung: 11 Austritte gegen 55 Neuaufnahmen. Er verliest weiter den Kassenbericht des abwesenden Kassenwarts. Auf Antrag der Kassenprüfer, der Herren KORDES und O'DANIEL, wird dem Schatzmeister ohne Widerspruch Entlastung erteilt.
5. Es wird eine Kommission zur Nomenklatur der Eruptivgesteine aufgestellt. Als Mitglieder werden gewählt die Herren TRÖGER (geschäftsführender Leiter), AHRENS, LEHMANN, NIELAND, MARCHET, SCHEUMANN.
6. Als Tagungsort für das Jahr 1939 wird Gießen bestimmt. Als Zeit ist die zweite Augushälfte vorgesehen.

Exkursionsberichte

Bericht I

Geologische Erläuterung der näheren Umgebung am Radstädter Tauernpaß

Von

EBERHARD CLAR,

Graz

Über die Furche des Tauernpasses verläuft eine der großartigsten Überschiebungslinien im Bau der Ostalpen. Man übersieht von hier unschwer, daß die Gesteine des Kammes im Südwesten (Gamsleitenspitze) mit mittleren Fallwinkeln und in Faltenwellen gegen den Tauernpaß niedersinken; es sind das vorwiegend helle Dolomite der mittleren und oberen Trias — gegen die Kesselspitze (Süd) zu auch mit dunklen Schiefern der Raibler Schichten — bedeckt von dunklen Tonschiefern, Kalkschiefern und Kalkphylliten, die noch gewöhnlich als „Pyritschiefer“ bezeichnet werden und in den Jura, besonders Lias zu stellen sind; im hohen Hang der Gamsleitenspitze schalten sich in sie auch gelblichweiße Juramarmore ein. Sie gehören tektonisch zur oberen Radstädter Deckengruppe (Tauerndecke nach UHLIG, Mittelostalpin nach R. STAUB), gehören also einer Zone an, die auf weite Strecken die große kuppelförmige Aufwölbung der Tauern umgürtet und nach oben hin abschließt.

So führt ein gedachter Schnitt von hier gegen das Gebiet der folgenden Exkursionstage im inneren Murtales in tektonisch immer tiefere Einheiten mit immer stärkerer Gesteinsumprägung durch die junge Kristallisation der Tauern. Es folgt unter der genannten oberen Radstädter Deckengruppe ein Zug alter kristalliner Schiefer, im Zustand vorgeschrittener Diaphthorese; an Gesteinen aus diesem Zuge (besonders von der Ambrosalm südwestlich oberhalb Tweng) hat BECKE seinerzeit den Begriff der Diaphthorese entwickelt. Unter diesem Zug erscheint die der oberen stratigraphisch nahestehende untere Radstädter Deckengruppe (Bergzug Hochfeind-Weißenack-Speiereck) und dann mächtige Schieferserien, die hier meist schon als Schieferhülle der Tauern bezeichnet werden (siehe Kartenskizze), zu einem Teil aber wohl noch der Matreier Zone in anderen Abschnitten der Tauern entsprechen.

Über diesem ganzen Bau aber liegen nun die Berge nordöstlich der Paßfurche, deren dunkle Felsen schon von weitem als „Altkrystallin“ erkennbar sind (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite usw., besonders in

basalen Teilen diaphthoritisch); sie sind auf die oben genannten mesozoischen Gesteine überschoben, die von der Gamsleitenspitze gegen den Paß niedersinken. Das alte Kristallin setzt sich fort in die östlicheren Berge der Niederen Tauern und die ganzen „Muralpen“ (Oberostalpin nach R. STAUB), die also hier den Rahmen der Hohen Tauern tektonisch überdecken. Die Überschiebungsgrenze ist von hier aus nach Süden mit dem Blick noch weithin oberhalb der ins Taurachtal niederstürzenden Wände zu verfolgen.

Im einzelnen ist diese Überschiebung nicht eine glatte Fläche, sondern wird von Schuppen begleitet, an deren Aufbau sich neben den genannten Gesteinen auch die hellen „Radstädter Quarzitschiefer“ beteiligen.

Am Tauern selbst ist sie in den Rundbuckeln nordöstlich des Passes schlecht aufgeschlossen, so daß sie hier nicht unmittelbar beobachtet wird. Aber eine kleine Parallelüberschiebung im Liegend, an der die oben angeführten Liasschiefer der Gamsleitenspitze von einer Schuppe Triasdolomit überschoben werden, ist in dem kleinen Steinbruch am Beginn des Weges zum Seekarhaus erschlossen und zeigt die starke mechanische Durcharbeitung der Gesteine.

Die Dolomite im Hangend sind engklüftig zerbrochen, eine rauhbackige Quetschzone schaltet sich ein und die Liasschiefer im Liegend sind neben der Durchbewegung in der Schieferung in Falten gelegt, deren Achsen sich mit einer noch sichtbaren „Streckung“ überkreuzen; also wohl zeitlich trennbare Bewegungsakte. Die Umprägung dieser Schiefer zu Kalkphylliten ist eine Auswirkung der gleichen Kristallisation, die in den Tauern selbst alle Gesteine viel durchgreifender umbildet und hier nach außen zu allmählich erlahmt. Auch der Reichtum der Schiefer an Pyrit in teilweise gut ausgebildeten Würfeln — eine Eigentümlichkeit verschiedener, nur petrographisch ähnlicher Schichthorizonte des Gebietes — ist in diesem Aufschluß gut beobachtbar.

In welcher Weise die Weiterfahrt nach St. Michael im Lungau die oben genannten Zonen berührt, bis sie bei St. Michael die eigentliche Schieferhülle der Tauern erreicht, ist aus der Kartenskizze des Exkursionsführers gut ersichtlich.

Bericht II

**Begehungen im Gebiet der Silbereckscholle
21. August 1938**

Von

FRANZ ANGEL

Graz

Dazu die Kärtchen 1—5

I.

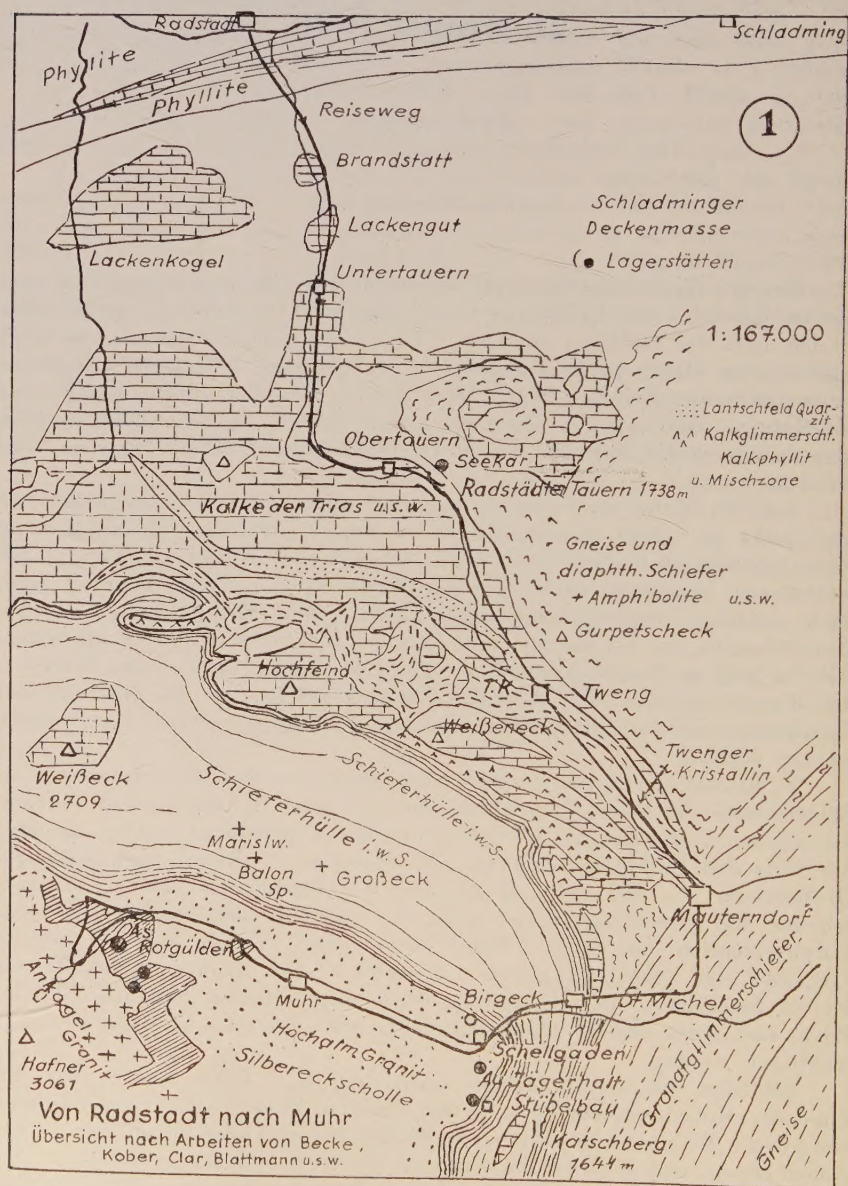
Der alte Tauernweg Radstadt-Mauterndorf-St. Michel i. Lungau hat uns, wie im Bericht I von EBERHARD CLAR ausgeführt worden ist, immer tiefer in den Leib des Gebirges gebracht. Überblickt man Kärtchen 1, so sieht man unseren Weg von Michel aus über Schellgaden, Muhr und Rotgülden in immer tiefere Einheiten vorstoßen. Bei den Rotgülden-Seen ist angesichts des Hafners (3061 m), d. h. des einen unserer beiden östlichsten Dreitausender (der andere ist der Malteiner Sonnblick, 3032 m) eine tektonisch tiefste Lage erreicht.

Von St. Michel nach Süden blickend, steht die Katschbergsenke vor uns (1644 m). Ihre Kammlinie, vom Aineck über das Tschanek zum Kareck (2478 m) laufend, enthält ein schon von F. BECKE recht genau beschriebenes, klassisches Profil: Im Ostaufschwung zum Aineck nämlich liegen flach mächtige Granatglimmerschiefer des alpinen Altkristallins von einer Beschaffenheit, wie wir sie noch einmal in der Gleinalpe (Nachexkursionen, Bericht XII) zu Gesicht bekommen. Diese Massen liegen auf den Schiefiern der Katschbergsenke, die über das Tschanek bis hart an den Kareck-Grataufschwung reichen und demnach bei dem Verfolg gegen West überschritten werden müßten.

F. BECKE hat in seinen klassischen Berichten diese Schiefermassen als Schieferhülle der Hohen Tauern zusammengezogen. Er unterschied zuoberst die weichen, kalkarmen, reichlich phyllitischen „Katschbergschiefer“, darunter die Serie der Kalkglimmerschiefer und Prasinite — BECKE sagt allgemein Grünschiefer —, und abermals darunter den sogenannten oberen Glimmerschiefer, ein granatfreier Schieferkomplex mit Albitknoten und Ankerit und Porphyroblasten von Biotit, Chlorit oder beiden. Damit war das nächste Liegende, der „Zentralgneis“ erreicht. Seine Randzone enthält, wie BECKE beschrieben hat, Einlagerungen von Amphiboliten (Schollen, Platten, Züge) und jenes unreine „Gneismaterial“, mit welchem wir uns noch beschäftigen werden.

Schließen wir unsere heutige Auffassung an. Dann würden wir die Zone der Katschbergschiefer mit der Matreier Zone vergleichen, darunter die obere Schieferhülle — das Kalkglimmerschiefer-Prasinitduo — beginnen lassen, und es durch die untere Schieferhülle unterlagern. Zu den granatfreien, oberen Glimmerschiefern dieser liegenden Hülle würden wir allerdings noch jenen unteren Horizont von Schiefiern zuordnen, die BECKE hier vermißte. Es sind die in Granit migmatisch aufgeschwemmten Schuppen von Amphiboliten bis zum Listwänit von Schellgaden (vgl. MEIXNERS

Bericht IV), sowie die sonstigen den Granit verunreinigenden Schieferüberbleibsel, darunter Granatglimmerschiefer in verschiedener Erhaltung. Der Granit dringt also in sein Dach hinein und durchsetzt es basal.



Verfolgen wir nun auf den Kärtchen, wohin sich die eben erörterten Baueinheiten ziehen. Kärtchen 1 zeigt, daß unser Weg das Katschbergprofil im Murtal verquert, und daß die Schieferhülle im Sinne BECKES über das

Großbeck nach NW weiterzieht, dann nach W umbiegt. Im Weißbeck sehen wir wieder eine große Kalkscholle in jenen Schieferhüllenteil eintauchen, den wir mit CLAR am Katschberg der Matrier Zone gleichzusetzen strebten. Auch am Katschberg schwimmen Kalkschollen in diesen Schiefen.



Dem Murtal weiter folgend, treffen wir das Liegend der Schieferhülle, die unreine Granit-Randzone — sagen wir zunächst — von Muhr. In den steilen nördlichen Talwänden läßt sich, gar nicht einmal besonders hoch oben, die Grenze der Granitrundzone gegen das Schieferdach taleinwärts verfolgen.

Kurz vor Rotgülden steigt diese Grenze weit gegen die Talsohle herunter und der Granit von Muhr wird ziemlich plötzlich zu einem dünnen Fladen. Wir treffen beim Blasner-Bauer und Plöitzer (Kärtchen 3) auf

einen Schieferkomplex, welcher den eben verlassenen Granit von Muhr unterlagert!

Damit stehen wir auf dem klassischen Boden der Silbereck-Scholle, von der man erst einmal glaubte, sie sei ein recht begrenztes Schichtenpaket, eine wirkliche, in Granit schwimmende Scholle. Von hier aus gesehen, läßt sich die wahre Bedeutung dieser Schiefer ja auch nicht erkennen. Hier arbeitete F. BECKE im Dezenium 1900—1910.

Vom Plölitzer, dem Rotgüldental-Eingang aus, sieht man aber auch schon wieder jene Granite unter den Silbereck-Schollengesteinen, die den Hafner aufbauen und syenitische Begleiter haben.

Um den nun doch einfach scheinenden Bau noch besser zu überblicken, gehen wir aus der Enge des Kärtchens 1 in die Weiten des Kärtchens 2. Und wir verfolgen jetzt die Einheiten weiter, die wir eben kennen lernten.

Die Silbereckscholle, als Schieferstreif gezeichnet, zeigt sich bei Rotgülden lappenförmig in der Zeichnung; das Profil ist durch einen Pfeil angemerkt. Folgen wir diesem Schieferstreif nach W, so wird er allmählich dünn, zerrissen, undeutlich, weil von Granit durchdrungen, aber man kommt auf seinen Spuren bis Gastein. Dort dreht er nach Süden und hat seine Fortsetzung in dem mit W bezeichneten Streif: wieder klassisches Gebiet, F. BECKES Woiskenschiefer-Zunge. Nun führen uns die Schiefer-schollen, -häute, -lagen nach Mallnitz und wir müssen ihnen neuerdings nach Nord und Nordost nach: In die Seebachzunge BECKES, die hinter dem Ankogel durch die Schwarzhörner in das Arlschartengebiet läuft. Dann gibt es einen scharfen Knick nach Südost. In Faltenzügen führen die Schiefer längs des Maltatales talaus, werden durch das Gößtal (G) in beiden Hängen bloßgelegt, ziehen aber auch unter dem Hafner durch in das Melniktal, und dort, wiederum auf BECKES Spuren, folgen wir den Schiefen nach N —. Am Sonnblick vorbei, hinab ins Lieser-Hochtal, wieder hinauf zur Altenberger Scharte, und dann über Hänge und Gräben nach NW biegend, sehen wir uns wieder im Rotgüldental, unserem Ausgang gegenüber. Die Silbereckscholle ist nicht vereinsamt; sie hat nach beiden Seiten Fortsetzungen und schließt im Kartenbild einen Schieferring. Stellt man sich die Lagerung räumlich vor, so erkennt man, daß die verfolgten Schiefermassen zu einem ununterbrochenen Horizont werden, der überall den Muhrer Granit über sich und jenen des Hafner unter sich hat! Weil die höchste Erhebung der oberen Granite die Hochalm (3362 m) ist, wurde das obere Granitblatt kurz als Hochalm-Granit bezeichnet. Die höchste Erhebung, an welcher der Granit unter den Silbereck-Schiefen teilhat, ist der Ankogel (3250 m); danach wurde das untere Granitblatt Ankogel-Granit genannt. Beide Gesteinsplatten beherbergen keineswegs Granite allein, aber Granite herrschen darin.

Daß man berechtigt ist, von diesen Granitmassen als von Fladen oder Platten zu sprechen, daß sie also nicht Stöcke sind, das zeigt sich an mehreren Stellen, z. B. im Hochgöß, besonders schön aber im Anlaufthal und in dem Gebirgstail östlich von Gastein. Hier kommen in den Forellen-Migmatiten Gesteine herauf, welche den Boden des Ankogelgranites einleiten.

KOBER war der erste, der diesen einfachen Bauplan in großen Zügen erkannte. Er deutete ihn als Deckenbau und nahm die Granite als passive, tote Massen hinein. Wir sind hier zu einer anderen Ansicht gekommen.

Es sei nur kurz noch darauf hingewiesen, daß im Kartenbild rund um die Hochalm-Granitmassen die Schieferhülle anschließt und im SW von Mallnitz eine neue Graniteinheit auf der Schieferhülle zu lasten scheint: der **Sonnblickgranit**, ebenfalls ein ganz flacher Kuchen.

Weiter wollen wir die Entwicklung nicht verfolgen. Indes ist es angebracht, das Kartenbild für den Schieferverlauf noch einmal anzusehen. Man merkt, daß dieses trennende Schieferblatt, zu dem die **Silbereckscholle** (Liesermulde **KOBERS**) gehört, in wechsellagenigen Falten liegt. Würde man den Hochalmgranit abtragen, so hätten wir in der nun bloßliegenden Schieferhaut einen ungemein komplizierten Faltenwurf vor Gesicht. Einzelheiten davon werden sich bei der Begehung zeigen.

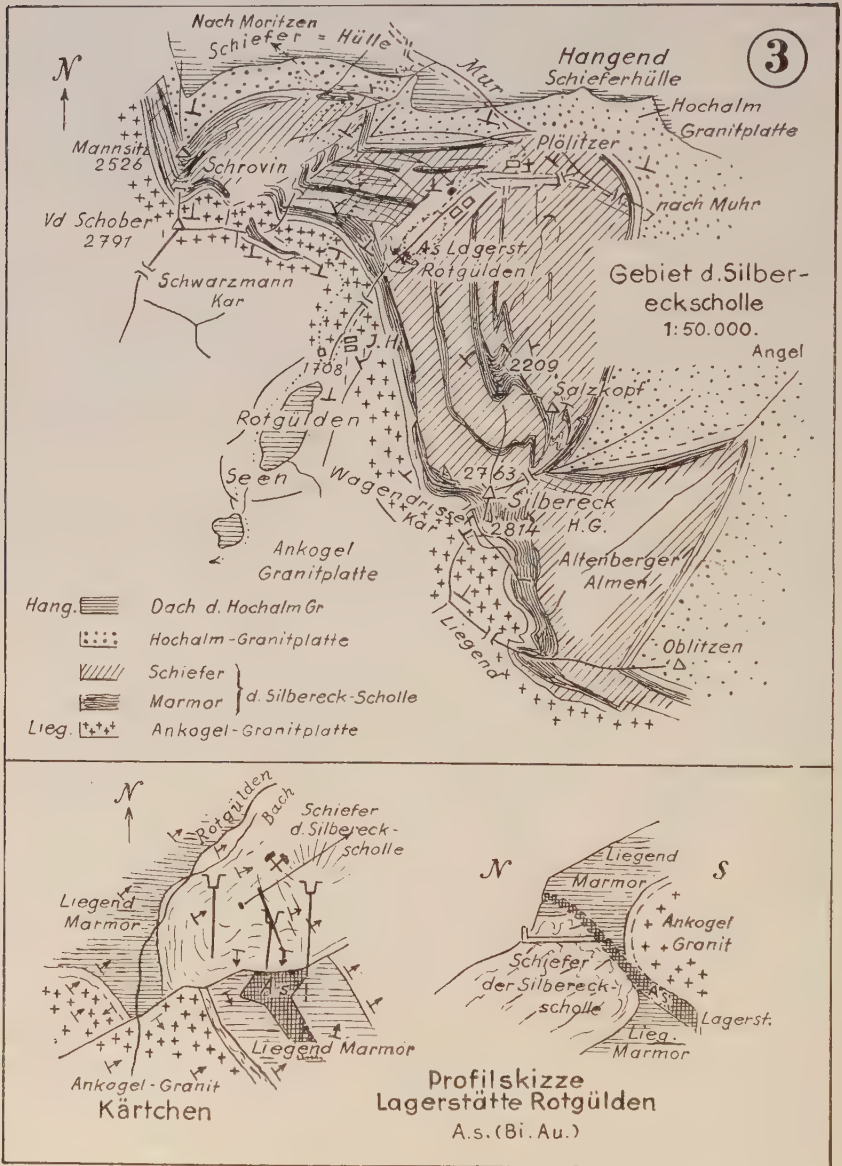
II:

Mit dieser Vorbereitung beginnen wir die Begehung. Die Wagen bringen uns über die steile Murfall-Stufe von Altenberg bis zum Taleingang von Rotgülden. Es ist hier ein seltener Fall einer Nebentalmündung ins Haupttal verwirklicht: ohne Stufe mündet der Rotgüldenbach in die junge Mur. Sonst, geradezu regelmäßig, haben Tauernquertäler Stufenmündungen.

Wir stehen (Kärtchen 3) vor dem Bachzwiesel beim Blasnerbauer, (am Kärtchen 1 cm unter dem Wort **Plölitzer**), und sehen, wie die Mur in steiler Schlucht sich durch einen Marmorriegel durchzwängt. Das ist der hangendste Marmor (I) der **Silbereckscholle**, in die wir eingetreten sind. Unser Weg führt durch weiche, leicht zerstörbare, graphitreiche, dünnblättrige Phyllite (Typus Glanzschiefer, so bezeichnet, weil ihre zarten Feinmuskowitschüppchen in strenger Einregelung nach den s-Flächen (**SANDER**) im Sonnenlicht auffälligen Schimmer verursachen) empor zum Gehöft **Plölitzer**. Während die durchschrittenen Phyllite außer überwältigend viel Muskowit, etwas fetzigen, eingewobenen Chlorit, etwas feinkörnigen Quarz und gleichmäßig alles durchstäubenden Graphit keine wesentlichen Gemeingefüge führten, findet man hier Lagen mit Hornblende-PorphYROblasten im eben beschriebenen Gewebe. Wenige Meter Mächtigkeit trennen uns vom Hangend-Marmor. Die Hornblendebildung (Strahlstein) bedeuten keine Austausch- oder Einwanderungserscheinung; sie zeigen nur an, daß das sedimentäre Muttergestein der Glanzschiefer, ein Tonschiefer, lagenweise auch schon etwas Kalk enthalten hat. Daher war während der Umwandlung zu Phyllit die Möglichkeit der Hornblendebildung gegeben. — Wir folgen der Talstufenhöhe am Fahrweg weiter nach NW. — Bald, treten wir aus dem Glanzschiefer aus, NO vom Fahrweg sieht man den Marmor I Felsen bilden, die als Hörtlinge im weichen Schiefer bei der Abtragung mauerartig stehen blieben, und dieser Marmor kreuzt nun unseren Weg. Er ist am Weg wenig mächtig und verschwindet nach W im Hochwald. Man kann hier schneeweiße, zuckerkörnige, sehr gefügeste Handstücke brechen, Muster eines Marmors I. Tiefenzone (**Epi-marmor Grubenmann**).

Nun sieht man das baulich Hangende dieses Marmors in hochinteressanter Weise aufgeschlossen: Dünnschiefrig brechende, hellgraue Gesteinsplatten, oft mit etwas dunkleren Lagen. Gemeinsam haben alle diese dünnen Blätter den Einbau zahlreicher BiotitporphYROblasten, das sind hier einzelne, tadellos begrenzte, 1 mm oder nur wenig größere Scheibchen in einem Grundgewebe

aus Feinkorn-Quarz und Feinmuskowit, meist ohne Pigment, nur lagenweise auch graphitisch, durchgefärbt. Man kann davon Lagen finden, die ohne



Feldspat sind und so den wahren Charakter des Gesteins enthüllen: ehemalige, glimmerige Sandsteine bis Tonsandsteine, die in verschiedenem, aber meist sehr geringen Ausmaß auch Karbonate (Kalkspat, Dolomit) oder auch Eisenhydroxyd enthalten.

Dieser ursprünglich etwa 10—15 m mächtige Stoß ist aber vom Hochalm-Granit nicht allein überlagert, sondern von dessen Liegendlagen auch so durchdrungen, daß sich ganze Migmatitbänke entwickeln und die Stoßmächtigkeit örtlich aufs doppelte gesteigert wird. Stets ist dabei das Abzeichen der Schiefer selber sichtbar: die Streifen mit den Biotitporphyroblasten streichen in unversehrter Ordnung durch den migmatischen Körper. Wir bezeichnen den beschriebenen Schiefertyp als Woiskentypus I.

In das Hangende weiter schreitend, sahen wir den Granit rasch reiner werden. Er ist hier gelegentlich noch durch muskovitische Wolken getrübt und in solchem Zustand enthält er auch Einsprenglings-Feldspat in verschiedenen scharfer Ausbildung, es sind darunter sowohl Mikrokline als auch Albitoligoklase beobachtet worden. Hört die von Schiefermaterial bedingte Glimmereinstreu auf, dann verschwinden auch die Einsprenglinge und man hat einen fein — bis mittelkörnigen Aplitgranit vor sich. — Nun verhüllt zunächst Hangschutt und Wald weitere Aufschlüsse, und wir müssen über die Mur. An einigen spärlichen Stellen sieht man noch einmal unreinen Aplitgranit ausbeissen; man sieht auch, wie nun die Hangendgrenze des Hochalmgranites zu uns herabkommt aus dem nördlichen Talgehänge, und steht plötzlich, ohne den verschütteten Kontakt hier prüfen zu können, im Dach des Hochalmgranites: an dieser Stelle wieder in den Phylliten vom Glanzschiefertypus. Ganz bezeichnend treten darin stecknadelkopfgroße, mit Graphit vollgepfropfte Albit-Rundlinge auf, auch ein Abzeichen der „Tauernkristallisation“. In diesen Schiefen bewegen wir uns mit dem Streichen über die Murhütte des DAV-Zweiges Graz im Tal weiter zum J.H.Moritzen. In den Talwänden zur Rechten, also nordwärts von uns, ziehen höhere Glieder dieser Schieferhülle durch; zunächst noch Prasinite (hier diaphthoritisierte Amphibolite) und in ihrer Begleitung ein dicker Antigorit-Serpentin-Knödel. — BECKE bezeichnete die vorn erwähnten Schiefer hier und in ihrer Fortsetzung als Glimmerschiefer. — Darüber liegt das schon im Katschberg-Profil erwähnte Duo Kalkglimmerschiefer-Prasinit (also wieder Grünschiefer), noch höher folgt das, was wir als Matreier Zonenvertretung ansprachen: wieder Glanzschiefer, und darin schwimmend eine bunte Folge von Gesteinen verschiedener Horizontierung, ein rechtes Gesteinsgemisch.

Indes verlassen wir das Tal nach S und steigen durch die Glanzschiefer (also wieder BECKES obere Glimmerschiefer) an, am markierten Weg gegen das Schrovín Kar, und treffen nach etwa $\frac{1}{2}$ stündigen Anstieg auf das Liegende dieser „oberen Glimmerschiefer“, einen ziemlich mächtigen Komplex von Amphiboliten. Man kann mehrere Typen erkennen, z. B. einen dunkelgrün und weißsprenkeligen Plagioklasamphibolit mit Granatgehalt (ehemaliger Gabbro nach physiographischen und chemischen Merkmalen), ferner gemeine Amphibolite, von mir als issitisch bezeichnet, weil sich dieses Gestein chemisch auf einen issitischen Gabbro im Sinne NIGGLIS zurückführen läßt. Man findet ferner in diesen Amphiboliten Lagen, in welchen sich Biotit nach Hornblende anreichert. Diese Umbildung führe ich auf Kalimetasomatose, ausgehend vom Hochalmgranit zurück. — Hier steht noch ein Fund aus: man könnte einmal auch auf Fetzen von Granatglimmerschiefer oder deren Diaphthorite stoßen, wie dies in der entsprechenden Zone um Schellgaden unter dem Katschberg der Fall ist.

Auf die Amphibolitaufschlüsse folgt eine stark verwachsene Wegstrecke und dann sind wir wieder am hangenden Rand des Hochalmgranites. Er

ist da viel besser zu studieren, als es im Tal der Fall war. Noch immer handelt es sich um einen dünnen, d. h. wenig mächtigen, sehr hellfarbigen Kuchen, im wesentlichen Aplitgranit. — Die Tauerngranite sind ja alle arm an dunklen Gemengteilen; indes trifft man doch dort, wo die Granitmassen anschwellen und man sozusagen tiefer in ihren Leib sieht, Abarten, die man schon als normale Biotitgranite bezeichnen kann. — Die Aplitgranite sind recht ausgeprägt Randfazies. Der eigentümliche Einfluß migmatischer Verunreinigung zeigt sich auch hier wieder: Der Granit enthält Streifen mit den von migmatisierten Woiskenschiefern Typus I herrührenden Biotitporphyroblasten. Richtige ghostly remnants (SEDERHOLM), also grade noch Gespenster der ehemals selbständigen Schieferlagen. Und grade in solchen Bänken tritt dann auch die Feldspatpickung ein. Der Fall ist hochinteressant; er würde in SCHEUMANNscher Ausdrucksweise wie folgt zu beschreiben sein: Paläosom ist Glimmerschiefer vom Woiskentypus I. — Metatekt ist die aplitische Randfazies des Hochalmgranites. — Damit haben wir einen Migmatit vor uns, der aber außerdem noch Metablasten erhalten hat (Mikrokline und Oligoalbite): diese sind Porphyrosteren. — Z. T. treten lagenweise die Porphyrosteren als tadellose Einsprenglinge auf, in manchen Lagen aber auch als Augen. Die Augen sind aber ganz gewiß nicht verformte Einsprenglinge, sondern auf starken mechanischen Vorzeichnungen gewachsene „Porphyroblasten“ (BECKE).

Nachdem wir diese Granitlamelle durchschritten haben, deren aktives Verhältnis zu den Schiefern wir im Hangendteil studierten, treten wir in das Liegend ein: Es ist dieselbe Zone von Woiskenschiefern, die westlich vom Plölitzer im Tal studiert wurde. Am Weg selber schlecht aufgeschlossen, findet man nach mühevolem Anstieg die Einsicht in die Verhältnisse weiter oben, in den Ruinen des rechteitigen Karrandes. Wir folgen diesen Spuren nicht weiter. Aber es ist doch anzumerken, daß wir hier wieder auf klassischem Boden stehen: Hier, im Schrovinkar, das wir eben betreten, arbeitete F. BECKE im Sommer 1907. Er fand die Verhältnisse recht schwierig deutbar: „Vergebens bemühte ich mich, die Detailprofile beider das Kar begrenzenden Felsrippen aufeinander zu beziehen“, steht in seinem Bericht. Also hat er für uns Epigonen ehrenvolle Arbeit über gelassen. Freund STABER und ich haben dieses Kar und sein felsiges Randgebiet mehrmals durchsucht, und heute vermögen wir die von BECKE gesuchte Beziehung herzustellen. — Vor uns ist gegen SO nun der Blick frei und zeigt uns denjenigen Karrand, dessen Studium uns nunmehr einige Stunden festhalten wird. Vgl. Profil des Kärtchens 4. — Unter uns zieht in 1800—1900 m die schon BECKE bekannte Stirnmoräne quer durch (Egessen oder Daun). Von einem in der Karmitte liegenden, großen Rundbuckel aus nehmen wir in das Profil Einsicht.

Der Nordostpfeller bildet einen Doppelgipfel: Ganz außen, tektonisch zuoberst, liegt Hochalmgranit (aplitisch). Darunter ein feinfaltiges Blatt aus Woiskenschiefern Typus I, begleitet von Serizitquarziten. Darunter folgt Marmor I, der Plölitzer Marmor, der vom Rotgüldental-Eingang heraufstreicht. Unter ihm liegt jener mächtige Glanzschieferpacken, den wir auch zwischen Blasner und Plölitzer beobachten konnten. In diese weichen Schiefer ist das Schrovin-Schartel (etwa 2050 m) eingeschnitten. Unser Blick überstreicht das Liegende und haftet zunächst wieder an einem Marmorblatt, Marmor II; sein Liegend ist ein überaus artenreicher Schieferkomplex, vgl.

den Marmor IV einen Abschluß erhält. Dann folgt eine migmatisch verunreinigte Liegend-Granitmasse, in welcher vereinzelt Marmor- und Schiefer-schollen schwimmen. Auch diese Granitmasse ist aplitisch, sie ist ein Teil des Ankogelgranites.

Somit sind wir auf einem kurzen Wegstück aus der Tauern-Schieferhülle über Hochalmgranit und Silbereckscholle bis in die tiefste hier aufgeschlossene Einheit der Hochalm-Ankogelmasse, wie dieses Stück Tauern genannt wird, vorgeedrungen.

III.

Studium der Gesteine. Bevor wir uns bemühen, dieser Schiefer-scholle als wichtigen Bauteil des Gebirges weiter zu folgen, seien an Ort und Stelle die Gesteine und ihre Probleme studiert.

Marmore. Die mächtigen Marmorzüge I—IV, es sind das reine Kalkmarmore, führen uns wieder Marmor in erststufiger Prägung (Epimarmore) vor Augen. Sie sind weiß, mittel- bis feinkörnig, ansonst hier gesteinskundlich uninteressant. Neben ihnen treten die im Profil als „Zwischenmarmore“ gekennzeichneten dünnen, oft noch grauen Marmorbänke auf, welche Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten eingelagert sind.

Kalkglimmerschiefer. Unsere Kalkglimmerschiefer erscheinen als umgewandelte, glimmerig-tonige Kalksandsteine mit wechselndem Quarzgehalt. Sie sind feinkörnig und gut schiefrig, oft sehr mürbe, und bräunen sich durch die Verwitterung. Sie vermögen wandbildend aufzutreten und werden dann im Volksmund „Bratschen“ genannt.

Kalkphyllite. Sie unterscheiden sich von den obigen dadurch, daß sie neben den Kalkspatkörnern in beträchtlichem Ausmaß graphitischgefärbte, hauptsächlich aus Feinmuskowit gebaute Schichtblätter im kleinen (mikroskopische Bereiche) und im großen (Handstück, Aufschluß) enthalten. Ich teilte sie in solche I. und II. Art. Jene I. Art sind wirklich schichtig gebaut und leiten sich in gleicher Weise von Tonmergeln durch Umwandlung in erster Tiefenzone ab, wie die Kalkglimmerschiefer von glimmerigen Sandmergeln und glimmerig tonigen Kalksandsteinen. Jene II. Art aber kommen sichtlich dadurch zustande, daß im Laufe der Umprägung phyllitische Schichten schollig zerbrochen und die Bruchstücke durch geradezu injizierte Kalkmassen wieder verheilt werden. Es sind das interessante Gegenstücke zu den Agmatiten SEDERHOLMS (Da werden Bruchstücke und Schollen vorgegebener Gesteine durch eingedrungene Aplitmassen verschweißt).

Serizitschiefergruppe. Nennen wir Serizit jenen feinglimmerigen Schiefergemengteil, welcher den seidigen Glanz hervorruft, und denken wir uns ferner eine von graphitischem Pigment freie Gruppe, so können wir hier im Schrovinprofil folgende Glieder der Serizitschiefergruppe sammeln.

Feinquarzit — Serizitquarzit — Serizitschiefer — Serizitphyllit.

Alle sind weiß, geradezu leuchtend weiß, unter den Serizitphylliten gibt es aber auch zart apfelgrünliche Formen. Die Färbungsursache ist noch unbekannt, liegt aber keinesfalls etwa in der Anwesenheit von Chlorit. In diesen Schiefen gibt es ursprünglich keine Porphyroblasten und kein Pigment! In der obigen Reihe nimmt von links nach rechts der Quarzgehalt ab, der Serizitgehalt zu. Das ist der einzige Unterschied. In Körnung, Struktur, Gesteinstracht sind sie ganz gleich. Man wird sie von sehr reinen Sanden und Tonsandsteinen durch erststufige Umprägung ableiten.

Hierher gehört auch der „Buchsteinquarzit“, vom Volk so genannt, weil er eine Auflösung in so dünne Blätter von weißer Farbe zeigt, wie man sie in einem Buch zusammengeheftet findet.

Karbonatserizitschiefer (HAMMER u. a.). In Glieder der oben entwickelten Reihe kann auch Kalkspat, Dolomit und — auch das ist nicht selten — Ankerit eingebaut werden. Wir führen auch dies auf eine wesentlich bereits sedimentäre Anlage zurück. Wenn man in solchen Schiefern Hohlräume mit rostigen Rückständen findet, so handelt es sich entweder um Auswitterung von seinerzeit mit Brauneisen imprägnierten Kalkspaten, wie sie von SCHOKLITSCH auch in der Nähe von Graz beobachtet wurden. Da hatten wir auch Verdacht auf Ankerit, der sich aber nicht bestätigte. Oder aber es lag wirklich Ankerit vor, und er verursacht den Brauneisenrückstand. Jedenfalls muß immer erst geprüft werden, ob das eine oder andere zutrifft. Inwieweit hier auch Eisendolomit vorkommt, ist noch offen. Die genannten Karbonate bilden Porphyroblasten im Schiefergewebe.

Die Woiskenschiefer. F. BECKE machte auf einen bis dahin wenig beachteten Schiefertypus aufmerksam, der ihm bei Untersuchung der Woiskenschieferzone im Woiskental, W von Mallnitz, auffiel: Es handelte sich um mittelkörnig-schuppige, feinere oder auch gröbere Glimmerschiefer (also Hauptgemengteile Quarz + Muskowit), denen Granat oder zonenmäßig Gleichwertiges fehlte, in welchen aber Biotit, Chlorit, oder beide nebeneinander eine scharf ausgeprägte Porphyroblastengeneration stellten. Er beschrieb sie nach einer Fundstelle, von der er meinte, sie heiße richtig Bosamer Alm, als Glimmerschiefer vom Bosamer Typus. Indes heißt diese Alm Paßhuber-Alm, eine Bosamer Alm gibt es nicht und hat es nicht gegeben. Glimmerschiefer vom Paßhuber-Typus wollen wir aber nicht sagen. Wir haben daher diesen Typus auf Woiskens-Typus umgetauft, denn im Woiskental beobachteten wir sie auch in großer Masse. Wir haben auch soeben, sowohl im Tal, als beim Anstieg und hier im Kar wieder damit Bekanntschaft gemacht. Mittels Lupe läßt sich der Untertypus leicht bestimmen:

Glieder der Serizitschiefergruppe, der Phyllitgruppe, der Karbonatserizitschiefergruppe mit Biotitporphyroblasten heißen erststufige Glimmerschiefer vom Woiskentyp I; solche mit Chloritporphyroblasten gehören zum Woiskentyp II, und solche mit beiden heißen Mischtypus oder Woiskentyp III. Sie stammen von Sedimenten her, in welchen Karbonate, darunter wohl besonders Dolomit und Eisendolomit, vielleicht auch Eisenhydroxyde bereits eine größere Rolle spielen, als bei der reinen Serizitschiefergruppe. Doch mangelt auch hier vielen Gliedern das graphitische Pigment. Es schließen sich diesen vorschreitend erststufigen Glimmerschiefern auch Diaphthorite an, die woiskentyp überprägt sind.

Phyllite des Glanzschiefertypus. Hier handelt es sich um umgewandelte, glimmerreiche Schiefertone und Tonschiefer. Gelegentlich enthalten sie auch glimmerschiefrige bis quarzitisches Lagen, immer in graphitischem Grau. Manchmal trifft man auch auf Chloritoid-Phyllite in diesen Schichtstößen. Die Glanzschiefertypen haben gewöhnlich anscheinend eine ganz ebene Schieferigkeit verbunden mit Dünnblättrigkeit. Aber ihr Innenbau zeigt in ganz hervorragendem, beispielhaften Ausmaß Scherfältelung. Das ist wichtig für die Deutung des Bauplanes der Scholle.

Die Schiefer, die bisher behandelt wurden, haben ein gemeinsames Merkmal: Sie führen ganz allgemein keine silikatischen Eisenminera-

lien, den Chloritoid ausgenommen. Es fehlte aber Granat, Staurolith, eisenreicher Biotit. Wir konnten schon bei den Woiskenschiefern die Bemerkung machen, daß sich hier der Chlorit (und zwar sind es Pennine und Klinochlore) gleichberechtigt neben den Biotit stellt, ja ihn sogar vertritt. Auch beim Chloritoid ist zu verzeichnen, daß er von viel Chlorit begleitet wird. Dies findet nun ein interessantes Gegenstück, wenn wir das Verhalten der in die Silbereckscholle eingebauten altkristallinen Schiefer beobachten. Unser Profil enthält davon Granatglimmerschiefer, Granatphyllite und Diaphthorite.

Granatglimmerschiefer: Muskowit, Quarz, Granat als Hauptgemengteile, dazu in wechselnder Menge Biotit.

Granatphyllit: Muskowit, Granat als Hauptgemengteile, dazu in wechselnder Menge Biotit und Quarz!

In beiden grau anfärbende Mengen graphitischen Pigmentes. In beiden findet man auch immer wieder Staurolith, daneben auch Chloritoid. Also hier im Gegensatz zu oben ausgesprochene silikatische Eisenparagenesen. — Was geschieht damit im Verband der Silbereckscholle?

Diese Gesteine verfallen der Diaphthorose. Schon BECKE hat auf die Wichtigkeit dieser Rückprägung aufmerksam gemacht. Alle die Eisenmineralien, einschließlich eisenreicher Biotite, werden in Chlorite umgewandelt. Hier im Kar sieht man alle Stadien dieses Prozesses, der Eisen aus dem Gesteinskörper ausführt, Magnesia zurückbehält oder gar sammelt. Man sieht z. B. die Granaten sich mit Chloritrinden umgeben, oder ganz zu Chloritknöpfen werden, oder, und das ist bei scharfer Durchbewegung der Fall, daß diese Chloritknöpfe sich im Gestein gleichmäßig lagig verteilen! Sind noch Granat und gleichwertige Relikte da, dann spricht man die Schiefer als „diaphthoritisch“ an. Sind die Relikte verschwunden, die Gesteinsabkunft aber aus der Umgebung und aus nachbarlichen Übergängen kenntlich, dann spricht man von (fertigen) Diaphthoriten. Gerade in unserem Profil konnten Prachtmuster von Diaphthoriten nach Granatglimmerschiefern und Granatphylliten gesammelt werden. Durch die Diaphthorose gleichen sich diese vordem zweitstufig geprägten Schiefergesteine der ersten Tiefenstufe (oder -zone) an. Das ist der Sinn der neuerlichen Umprägung; in ihrem Gefolge aber steht eine ganz große Stoffwechselercheinung: Die Eisenausfuhr, das Komplementäre dazu: die Magnesia-Rückbehaltung. Der Vorgang ist auch vom Isomorphismus her gesehen hochinteressant: Gelingt es doch hier der Natur, die so schwer zu trennenden Geschwisterbausteine Fe^{+2} und Mg^{+2} auseinander zu bringen. So wie die Granaten, so werden auch die anderen Eisensilikatmineralien durch Chlorit ersetzt: der Staurolith und selbst — wenn er mit in der Gesellschaft betroffen wurde — im ersten Ansturm der Chloritoid. Erst wenn die p-t-Bedingungen während der Metamorphose wieder ansteigen (zu ihrem Beginn sind ja besonders die t-Bedingungen noch niedrig), kann neuerdings unter Versuchen der Herstellung eines Gleichgewichtes mit Chlorit ein eisensilikatisches Mineral aufgebaut werden (das sind die jungen Woiskenbiotite und die Chloritoide gewisser Chloritoidphyllite). Aber am Anfang des Prozesses steht die Auslöschung der Eisenparagenesen.

Die Rolle des Fuchsites. Der schöne, smaragdgrüne Chrommuskowit, den wir in den Tauern als Fuchsit zu bezeichnen gewöhnt sind, hat seine Heimat in den Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten, auch in den chloritreicheren, grüngrauen Pyrit-Phylliten, die unter dem Marmor III z. B.

gefunden worden sind und durch ihre schönen Pyritwürfel auffallen. Man fragt natürlich: wie kommt hier das Chrom herein — und woher?, und kann darauf eine befriedigende Antwort geben. Das Tauernsystem beherbergt an vielen Stellen Serpentine, die sich von Olivinfelsen herleiten. Aus dem Olivin und eventuell auch Chromit wird bei der Umwandlung Chrom frei und verteilt sich im ganzen riesigen, reagierenden Tauernkomplex. Tatsache ist, daß gerade die Kalkglimmerschiefer diese Chromtransporte aufhalten, das Chrom niederschlagen und in die Muskowite einbauen. Daher tritt in den Tauern der Fuchsit regional auf. Im Zillertal so gut wie hier in Rotgülden. Fuchsit ist geradezu ein Leitmineral der „Tauernkristallisation“.

Dieses Wort wurde nun schon mehrmals in den Mund genommen. An Hand der Erfahrungen mit tauernkristallinen Gesteinen, wie wir sie eben studierten, kann man diesen Prozeß nun wohl scharf umreißen:

Die Tauernkristallisation prägt aus Sedimenten kristalline Schiefer 1. Tiefenzone (erststufige Schiefer) in zwei Fazies: 1. in der Kalkphyllitfazies, gekennzeichnet dadurch, daß hier Quarz und Kalkspat neben Al_2O_3 -Mineralien der Tone (hauptsächlich Alkaliglimmern) bestehen kann, ohne daß die Reaktion zur Zoisit-Epidotbildung eintritt. 2. In der Prasinitfazies, gekennzeichnet dadurch, daß sich nicht allein die Zoisit-Epidotbildung, sondern auch die Bildung faseriger Hornblenden (der Gruppe um die Barroisite und Croßite) bereits abspielt. Die Prasinitfazies bedeutet eine Steigerung im p-t-Feld gegenüber der Kalkphyllitfazies. — Geraten silikatische Eisenparagenesen (Altkristalline Granatglimmerschiefer usw.) in diesen Kristallisationsbereich, so werden sie zunächst an die geringeren p-t-Bereiche angeglichen, zu Diaphthoriten gemacht. Örtlich kommen im Tauern-Kristallisationsgebiet p-t-Steigerungen vor, die bis zum Neuaufbau von Granaten und Chloritoiden führen können. Die Regel ist das aber nicht. Kommen Amphibolite des Altkristallins in diesen Bereich, dann werden aus ihnen diaphthoritische Amphibolite, im vollendeten Zustand die in Fazies 1 geprägten Chlorit-Prasinite, oder die in Fazies 2 geprägten Amphibol-Prasinite.

Nun kann man natürlich auch fragen: Was tun oder erleiden Hochalm- und Ankogelgranit in dieser Kristallisation? — Auch sie nehmen daran teil. Während aber ihre Gesteinsmäntel, die Schieferhüllen die Kristallisation bei niedriger Temperatur beginnen und nach Verlust der für die Kristallisation verbrauchten Lösungen mangels Stoffverkehr bei erhöhter Temperatur sich umzubilden aufhören (daher auch die invers zonaren Feldspate), ist es bei den magmatischen Teilhabern an der Tauernkristallisation umgekehrt: Sie bringen höhere Temperaturen zu Beginn mit, und im Lauf der Abkühlung kristallisieren sie, gleichen sich im Stoffverkehr mit ihrer Hülle aus, verändern, sich laufend anpassend, ihren Mineralbestand, bis auch bei ihnen die Baustein-Lösungen versiegt oder abgedrängt sind, und ihre Abkühlung auf die heutige Temperatur somit keine Veränderungen mehr mit sich bringen kann.

Was tauschen Sie mit der Hülle aus? Vor allem nehmen diese granitischen Stoffmassen Wasser auf und spalten dafür Kali ab. Umspülen diese Kalimengen Amphibolite (also ursprünglich zweitstufig umgeprägte Gabbros soweit unser Gebiet in Frage kommt), dann machen sie daraus durch Kalimetasomatoise floititische Amphibolite, bis Floitite, d. h. hier Gesteine, deren Hornblende vollständig durch Biotit ersetzt worden ist. Dabei ist

der alte Bestand von Oligoklas bis Andesin übergeführt worden in Albit + Klinoisit (\pm Epidot). Daß auch Kohlensäure dabei eine Rolle spielt, zeigt der gerade in solchen Gesteinen vorkommende Kalkspat. — Kalkspat-kristallkörner findet man aber auch in Graniten und Apliten unseres Systems. Darin zeigt sich klar, daß in diesem brodelnden Kessel alle Gesteine miteinander reagieren und miteinander in Stoffwechsel treten. Es liegt eine ungeheuer große, einheitlich kristallisierende Masse vor. Kohlensäure wird in karbonatführenden Teilnehmern dieser Gesteinsgesellschaft abgespalten und überall hin an Bedarfsstellen abgegeben. So ergeht es auch dem Chrom, dem Kali, dem Natron. An der allgemeinen Eisenflucht nehmen auch die Amphibolite und die Granite dadurch teil, daß sie ihre Silikate eisenärmer machen. Auch sie ersetzen ihre relativ eisenreicheren Hornblenden und Biotite im Lauf der Kristallisation durch Chlorite, die weniger Eisen brauchen. — Es findet sich nun innerhalb des Tauern-Kristallisationsgebietes keine Stelle, an welcher die abziehenden Eisenmengen etwa in silikatischer Bindung oder in anderer wieder zu finden wären. — Wo sie hingekommen sein können, zeigt sich in den Berichten Nr. VIII und XII.

Räumlich ist der Hof der Tauernkristallisation sehr groß: Er erstreckt sich ohne Unterbrechung vom Brenner bis hierher zum Katschberg, und hat noch bis zum Wechsel, also zum Ostende der Alpen, eine Kette von Inseln. Viel, viel Altkristallin, d. h. eine sehr große Masse von Schiefern mit Eisenparagenesen, verfällt dabei der Diaphthorese.

Dementsprechend sind die frei gemachten Eisen- und Kohlensäuremengen sehr groß.

Nun aber wollen wir die Erscheinungen, welche Granite und Amphibolite zeigen, wenigstens an ein paar Stellen besichtigen. Das kann geschehen, indem wir dem Schrovinstieg über das Schrovinschartel nach S verfolgen. Wir queren dabei noch einmal alle die schönen Gesteinszüge der Silbereckscholle und kommen, angesichts eines einzigartigen Blickes zum Rotgüldensee und auf den Hafner (3061 m) in den Ankogelgranit.

Hier kann man beobachten, daß — ganz wie im Schrovinkar selber —, Liegendenschiefer der Silbereckscholle im unrein flaserigen Granit schwimmen. Hier, an dieser Grenzzone, beobachtet man auch eine Scholle von Prasinit, die an die migmatisierten Woiskenschiefer anschließt. Wieder zeigt sich klar die Porphyrosteren-Sprossung in den migmatischen Zonen. Wieder ist es der Aplitgranit, der die Schiefer zu netzen vermag.

Verfolgt man diese Zone bergwärts, was wir bei der Begehung nicht tun konnten, dann kann man sich einen Einblick in die Art der Migmatisierung von Prasinitzügen verschaffen. Ganze Schwärme von fischähnlichen Schollen, und brotlaibförmigen, auch ebenso großen Körpern aus prasinitischen bis floititischen Amphiboliten, oder auch schon fertigen Prasiniten und Floititen tauchen auf, und folgen dem Streichen. Immer wieder begleitet von migmatischen, oft nur nebelhaften Schieferstreifen. Ich werde auch an dieser Stelle einmal noch reliktsche Granatglimmerschiefer finden, die ich immer hier erwartete.

Im Abstieg nach Rotgülden kommt man tiefer in den Ankogelgranit und seine Trabanten hinein: unter letzteren interessiert besonders eine Riesenschliere von „Syenit“, der den gleichen Typus zeigt, wie jener, den F. BECKE und G. TSCHERMAK vom Radhausberg bei Gastein beschrieben. Letzterer liegt aber im Gebiet des Hochalm-Granites, unserer im Ankogel-

granit. Die nähere Untersuchung solcher Gesteine, sowohl in diesem, als auch in benachbarten Abschnitten hat gezeigt, daß es sich dabei sehr wahrscheinlich um migmatisch aus Aplitgranit + Amphibolit erzeugte, somit halbpalingene Kristallisate handelt.

Dann stehen wir im, diese Schliere umschließenden Normalgranit, einem hellen, mittelkörnigen, reinen und damit auch wenig schiefrigen Gestein mit einem Biotitgehalt, der genügt, um diesen Typus vom Aplitgranit abzutrennen. — Rotgülden Jagdhaus!

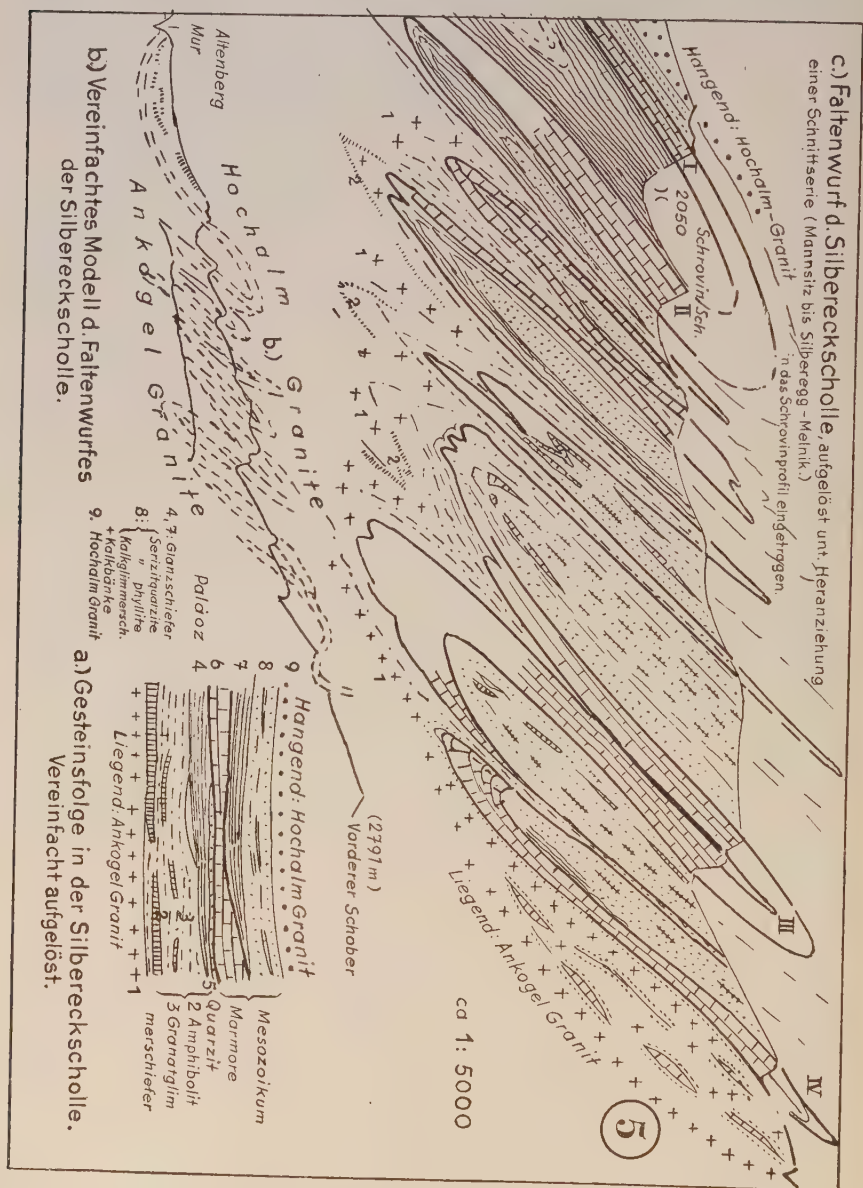
Die Begehung wendet sich zurück, im Rotgüldental nach abwärts. Denken wir daran: Oben waren wir auf 2000—2300 m (Schrovin), nun beobachten wir dieselben Gesteinsfolgen, dieselben Züge in 1600 m und abwärts bis 1300 m (Rotgüldeneingang). D. h., wir können uns einen Einblick in ganz beträchtliche Tiefen verschaffen. Auf etwa 1500 m sperrt, leider gerade am Kontakt, eine jungstadiale Moräne (Egessen-Daun) die Sicht, aber den Liegend-Marmor erwischt man schon wieder. Er ist es, der die Arsenlagerstätte Rotgülden enthält. Oben hatten wir als Begleiter der prasinitisierten Amphibolite Spuren von Granatglimmerschiefern vermißt. Hier sind sie, von unten her in dünnen Fetzen jener Spezialfaltung des Marmors IV folgend, und daher in ihn eingewalzt, die hangend von diesem Marmor im Schrovinprofil als Streifen D (Diaphthorite) eingetragen ist. — Ferner beobachtet man in diesem Marmorzug, der am Weg mächtig aufgeschlossen ist, schöne Faltenbilder auf angewitterten Flächen, die sich im frischen Anbruch verstecken. Die Kalkmarmorteile sind hier meist grau pigmentiert (Graphit), doch treten darin schollenhafte Lagen von Dolomit auf, der ebenfalls feinkörnig marmorisiert ist und sich durch sein Zerbröseln, sowie durch den Gehalt an hellbraunen Phlogopit kennzeichnet. In diesen Lagen des Marmors IV, auch in Kalkmarmorbänken, tritt streifenweise auch weißer, grobstengeliger Tremolit auf. Im Abstieg schneiden wir ferner die Fuchsitschieferzone usw. wieder, verzeichnen im mächtigen Gehängschutthang nochmals Blöcke mit Tremolit, prächtige Diaphthorite in allen Stadien, Woiskenschiefer u. dgl. — In den Aufschlüssen um die Gfrereralm, sowohl im Bachgewände, als auch in den Felsrippen, tritt nun reichlich Granatglimmerschiefer zutage, viel reichlicher als wie oben. Dann sind wir zum Ausgangspunkt zurückgekehrt, in die Glanzschiefer des Plölitzer und Blasner.

IV. Der Bau

Schon aus dieser Berg- und Talbegehung der Silbereckscholle muß man folgern, daß man ihr geologisch-petrographisches Bild nur dann richtig sehen kann, wenn man sie an vielen Stellen ihres weiten Verlaufes hoch oben im Ödland und tief unten an den Talböden studiert. Ich habe das mit Freund STABER und anderen Mitarbeitern überall getan, wo ich nur dazu konnte. Die Frucht dieser ausgedehnten Beobachtungen ist die Bauskizze Kärtchen 5. Hierin sind die Beobachtungen von Stellen zwischen dem Murtörl, also westlich von unserer Begehung über das Silbereck selber bis ins Melniktal, also weit SO von uns, in ein Bild projiziert, welches aber immer noch ganz wesentlich die Züge des Schrovinprofils und Rotgüldentalen zeigt.

Die Falte von Marmor I/II über dem Schrovinchartel sieht man im Marmor nur vorbereitet, dagegen verrieten die Scherfältelungen im Glanzschiefer, daß der Faltensattel nicht mehr weit darüber, heute in der Luft, zu suchen war. Dasselbe gilt für den darauf folgenden Schieferkomplex

mit den Zwischenmarmoren. Da sind es die Diaphthorite, welche, ebenfalls mit Scherfältelung, einen der Sättel bereits erkennen lassen. Weiter hangend



wird der Komplex ebenschiefriger, die Sättel der dünn gewalzten Lagen müssen also ziemlich hoch über dem Grat liegen. Im Marmor III zeigt die erwähnte Galerie mit ihrem dünnen Schieferbesteg, daß wir zwei Falten-schenkel mit einem nur mehr spurenhafte ausgeplätteten Faltenkern über-

einander liegend vor uns haben. Der Marmor IV fährt in die Luft hoch hinaus, zerreißt in der Umkehr in Schuppen und kommt am Grat zum Schober noch mit einer Mulde herein, die ich begangen habe, und die auch aus weiten Fernen sichtbar ist.

Im Rotgüldental und an anderen Taleinschnitten konnte nun das Bild der unteren Faltenumkehrungen, der Mulden gewonnen werden, wie im Profil gezeichnet. Ganz groß gesehen, gibt diese Erfahrung das Profil 5b wieder. Schoberwärts setzt nun die Silbereckscholle, aus der letzten hohen Mulde sich aufbäumend, über die Hochgipfel des Ankogelgranites hinweg: Über den Schober und die Kölnbreinspitze, über den Hafner und Sonnenblick in kühnem Schwung ins Maltatal, wo sie faltig wieder in die Tiefe muß, um den Hochalmgranit zu tragen. — Fragen wir aber, wohin die Silbereckscholle gerät, wenn wir vom Plöitzer talaus gehen? Darauf gibt uns der Heimweg nach Muhr Antwort: Der Murfall bei Altenberg stürzt über eine Stufe, in welcher die Gesteine der Silbereckscholle in einem Fenster wieder auftauchen. Den Hangendteil davon sahen wir auf der Talstufenkrone, wo die Wagen neben den frischen Wandaufschlüssen der Straße halten blieben. Liegend Serizitschiefer, ganz unten Granatglimmerschiefer in Diaphthorese. Ganz oben aber bereits das Hangend der Silbereckscholle, der Hochalmgranit mit schollig aufgeschwemmten, aplitgranitisch durchtränkten Amphiboliten. Eigentlich sollten diese Amphibolite höher liegen. Allein hier ist der Hochalmkuchen wenig mächtig und die schweren Amphibolitschollen, Unterlagen der Schieferhülle, sind zu Boden gesunken.

Auf Grund solcher vergleichender Studien ist es auch möglich, sich ein grob schematisches Bild von der ehemaligen Ablagerungsfolge zu machen (5a). Wäre die Faltung und die in unserer groben Zeichnung vernachlässigte Schuppung ausgeblieben, dann hätten wir folgendes Modell vor uns: Unten Ankogelgranit, darüber Altkristallin, vertreten durch die Zweihait Amphibolitserien + Granatglimmerschiefererien (in variskischem Verband), darüber eine paläozoische Schichtfolge, anscheinend als kalkarm zu bezeichnen, aufgebaut aus Phylliten, die z. T. zur Glanzschiefergruppe gehören, z. T. auch grobblättrig sind und graphitquarzitische Lagen mitenthalten können. Darüber liegen Quarzite, die man wohl als Triasbasis betrachten kann, dann folgt eine recht reich gegliederte mesozoische Serie mit Kalken, Dolomiten, Serizitquarziten bis Serizitphylliten, Kalkglimmerschiefern und Glanzschiefern, z. T. reichlich mit Pyritführung. Im einzelnen kann man diese Gliederung noch nicht stratigraphisch sichern. Darüber liegt dann der Hochalm-Granit.

Wesentlich erscheint es mir nun, daß die Hülle des Hochalmgranites, wenn man von ihr ein räumlich ebenso begründetes Bild entwirft, wie von der Silbereckscholle, grundsätzlich denselben Bau aufweist. Es sind dieselben Gesteinsgesellschaften in großen Zügen gleich geordnet, sowohl in der Hochalmhülle, als auch in der Silbereckscholle. Und sie haben die gleiche, weite Verbreitung. Man darf sagen, die Silbereckscholle ist nichts anderes, wie die Ankogelhülle. Ankogel und Hochalm lagen samt ihren Hüllen einstmals nebeneinander. Sie sind beim jüngsten Alpenaufstau übereinander gefahren, was von den granitischen Massen, die bei diesem Ereignis wohl erst geboren und gesammelt wurden, im magmatischen Breizustand erleichtert worden sein mag. Daß dabei die Ankogelhülle mechanisch schlecht wegkam, daß sie gefaltet, gezerrt, zerrissen und geschuppt wurde,

ist begreiflich. Es wäre aber hier viel ärgeres passiert, wenn die Hochalm nicht mit einem lebenden Basis-Granitkörper über sie hinweggegangen wäre.

V. Rückblick auf Gesteinsfazies, Tiefenzonen, Stoffwechsel

Alle petrographisch erfaßten Einheiten dieses Tauernstückes, das als Muster für die Tauern besichtigt worden ist, kristallisierten in der I. Tiefenzone, aber es sind in ihnen zwei Fazies verwirklicht: Die Kalkphyllit- und die Prasinitfazies. Ich gebrauche diese Ausdrücke im Sinne von BECKE-GRUBENMANN insoweit, als ihnen nicht von P. ESKOLA ein schärferer, unseren heutigen Bedürfnissen mehr entsprechender Inhalt gegeben worden ist, und außerdem mit persönlicher Note.

Ich charakterisiere unsere altkristallinen Schiefer mit der typischen Gesellschaft

Oligoklas, Zoisit (\pm Epidot), gemeine grüne Hornblende

Mikrokin, Muskowit, Biotit;

gem. Disthen Granat (almandinvormächtig), Staurolith, Chloritoid.

(Hierin also die „silikatische Eisenparagenese“). Grobantigorit.

Das wäre meine „alpine Amphibolitfazies“ als Abteilung der II. Tiefenzone. In der Gleinalpe (Bericht XII) werden wir sie als geschlossener Komplex kennen lernen. Hier ist sie überwältigt von der Tauernkristallisation, welche die Tauernaufrichtung begleitet.

Dieser Gesellschaft stelle ich gegenüber die typische Gesellschaft der Tauernkristallisation:

Albit, Klinozoisit (\pm Epidot), barroisitische bis glaukophanische oder crossitische Hornblenden);

Muskowit (Fuchsit), Serizit, Chlorit (Pennin, Klinochlor)

Feinantigorit (und Chloritoid).

Alles andere, was an beobachteten Mineralien nicht genannt wurde, sind entweder Durchläufer oder für die Charakterisierung nicht vordringliche Gemengteile. — Hingegen sieht man an der Nennung und Gegenüberstellung doch wieder deutlich, daß nun eine „magnesiasilikatische Paragenese“ angestrebt wird. Die Stellung des Chloritoides darin muß erst noch genau festgelegt werden. Den Fuchsit haben wir als Abzeichen der Gesellschaft besonders genannt.

Diese Aufstellung betrifft aber nach ESKOLAS Grundsatz von der Zuordnung metamorpher und magmatischer Fazies nicht allein die Schiefer. So z. B. wäre es nicht denkbar, daß mit dem Altkristallin ein granitisches Intrusiv vom Charakter des Zentralgranites schöpferisch verknüpft wäre, sondern dorthin gehört ein Intrusiv, wie es sich im Gleinalpenkörper zeigt (Bericht XII). Auch ein Intrusiv vom Typus Rieserferner hätte im Altkristallin in der geschilderten Form keinen Platz. Es würde vielmehr dort sogleich einen Kontakthof mit Schieferhornfelsen (Andalusit, Sillimanit, Cordierit!) erzeugen. — Und ganz ebenso hätten die eben genannten Intrusiva im Tauernschiefersystem keinen Platz und keine Beziehung! In dieses paßt vielmehr bloß eben der Zentralgranit. Wieso?

Im Zentralgranit wird im Zuge der magmatischen Kristallisation nicht anders reagiert, wie in einem Ergußgestein, das ja ebenfalls seinen Mineralbestand während der Kristallisation bis zum letzten Abschluß ändert und anpaßt. Man denke an Resorption von Olivinen, an die Schichtkristalle der Feldspate, ja selbst an ganz späte Veränderungen wie Opazitisierung (vgl. Bericht V).

Dementsprechend fassen wir hier auf: die Pseudomorphosierung der protogenen Mikrokline in Schachbrettalbite, die Umbildungen der Biotite in Chlorit, die Füllungserscheinungen der Kalknatronfeldspate, die Biotitisierung der Hornblenden in den sogenannten Syeniten, usw. Wo diese Erscheinungen ausbleiben oder unvollständig verlaufen, da handelt es sich um Ungleichgewichte, um Reliktbildung; die Ursachen können verschieden sein, werden aber wohl zumeist den Hindernissen zuzuschreiben sein, die sich dem Stoffaustausch entgegenstellen (Massenmängel und Reaktionsträgheit). Jedenfalls aber ist der den Tauern primär angepaßte magmatische Zustand seiner sauren Intrusionen auch schon chemisch ein anderer, als jener im Altkristallin es wäre. Die Stoffmassen, welche zu Tauerngraniten werden, können kaum noch als Schmelzmassen bezeichnet werden; dazu ist in der Zeit der entscheidenden Kristallisationsvorgänge die Temperatur zu niedrig, es ist sehr viel Wasser und Kohlensäure in diesem kristallisierenden Körper am Werke, und die Mineralabfolge weicht am meisten unter allen Tiefengesteinsfazies von jener der Ergußgesteine ab (als mehr oder minder trockenen und hochtemperiert kristallisierenden Schmelzen).

Wir sprechen daher in gleichem Sinne von erststufigen Graniten oder von zweitstufigen Granodioriten (Gleinalpe), wie von erststufigen Schiefen oder zweitstufigen Schiefen.

In den Tauern haben wir also ein reagierendes Gebirge vor uns, das mit allen Gliedern, mit alten und jungen Schieferteilnehmern und samt den mitgeborenen hellen Intrusivmassen, den Tauerngraniten einem Gleichgewicht in erster Tiefenzone zustrebt, sich darnach mineralfaziel einrichtet, und die Abfallprodukte im Stoffwechsel ausführt. Die Hauptausfuhr ergibt sich aus der Umstellung einer eisen-silikatischen in eine magnesiasilikatische Paragenese. Ohne diesen Stoffwechselercheinungen gebührendes Augenmerk zuzuwenden, kann man die Massenumlagerungen bei der Gebirgsbildung weder verstehen noch ermessen. Denn ihre chemische Seite steht der mechanischen an Großartigkeit nicht nach!

Damit schließen wir die Arbeit in diesem Tauernabschnitt. Der Zusammenhang mit den Erzlagern wird im Bericht III, IV und VIII aufscheinen.

Schrifttum

1. F. ANGEL, Amphibolitkristallisation. Zentrabl. f. Min. usw. 1927, 297—304.
2. —, Der Windbacher Typus flöititischer Amphibolite. Zentrabl. f. Min. usw. 1930, 124—139.
3. — (R. SCHARIZER), Grundriß der Mineralparagenese. Springer 1932. 1—280.
4. —, Baustoffe und Bau der Hohen Tauern. Die hohen Tauern. München 1935 13—20.
5. F. ANGEL und R. STABER, Migmatite der Hochalm-Ankogelgruppe. TSCHERMAKS Min. Petr. Mitteil. 49, 1937, 117—167.
6. — und —, Gestein und Gebirgsbau im Umkreis der Osnabrücker Hütte. 50-Jahr Festschrift des Zweiges Osnabrück des DAV. Osnabrück 1938. 1—19.
7. F. BECKE, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv usf. Sitzber. d. Wiener Akad. Math. Natw. Kl. 115, 1906, 1—27.
8. —, Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Ibid. 117, 1908, 1—34.
9. —, Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkerns. Ibid. 118, 1909, 1—28.
10. —, Denkschriften der Wiener Akademie. Math. Natw. Kl. 75/1. Wien 1913. 1—153. (Die vier klassischen Arbeiten.)
11. E. CLAR, Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. Sitzber. d. Wiener Akad. Math. Natw. Kl. Abt. I, 146, 1937, 249—316.

12. F. K. DRESCHER-KADEN, Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen usw. *Chemie der Erde* **10**, 1936, 271—310.
13. P. ESKOLA, The mineral facies of rocks. *Norsk. Geo. Tidskr.* **VI**, 1920, 143—194. Die klassische Abhandlung ESKOLAS, der dann eine Reihe ausbauender Einzelarbeiten folgten.
14. W. HAMMER, Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). *Jahrb. d. Geolog. Bundesanstalt Wien* **77**, 1927, 29—62.
15. L. KOBER, Das östliche Tauernfenster. *Denkschriften d. Wiener Akad. Math. Natw. Kl.* **98**, 1923, 1—41.
16. P. NIGGLI, Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin 1923. 1—578.
17. P. NIGGLI und U. GRUBENMANN, Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin 1924. 1—510.
18. B. SANDER, Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930. Springer. 1—345.
19. K. H. SCHEUMANN, Metatexis und Metablastesis. *Min. Petr. Mittell.* **48**, 1937, 402—412.
20. K. SCHOKLITSCH, Kalkspatvorkommen vom Steinberg bei Graz. *Zentralbl. f. Min. usw.* 1931, A, 423—429.
21. J. J. SEDERHOLM, Om migmatites etc. I.—III. *Bull. Com. geol. d. Finl.* **58**, 1923, 77, 1926, **107**, 1934.
22. —, Über die Entstehung migmatischer Gesteine. *Geolog. Rundschau* 1913, 174—185.
23. C. E. WEGMANN, Zur Deutung der Migmatite. *Geolog. Rundschau* 1935, 305—350.

Bericht III

Befahrung der Arsenlagerstätte Rotgülden

Von

O. M. FRIEDRICH,

Leoben

Die Silberekkscholle beherbergt eine Reihe unter sich sehr ähnlicher Arsenkieslagerstätten, unter denen jene im Rotgüldental am leichtesten erreichbar ist und noch offen und zugänglich steht.

In den Grenzlagen des liegendsten Marmorbandes der Silberekkgesteinsfolge gegen die tektonisch angepreßten, schieferigen Teile des Ankogelgranites setzt die Vererzung ein, welche von den oberen, nicht mehr fahrbaren Orten bis in den ersoffenen Schacht (Kunstrad) schlauchförmig niedersteigt.

Haupterz war Arsenkies, dessen häufige Verwachsung mit dunklem Chlorit auch in derben Stücken für dieses Vorkommen sehr kennzeichnend ist. Nächst häufig ist Magnetkies, ferner Fe- und Cu-Kies u. a. Edelmetallgehalte treten nur örtlich in eng begrenzten Nestern auf; da Arsenkies derzeit wertlos ist, hat die Grube keine praktische Bedeutung. Genetisch ist sie ein typisches Glied der Tauernvererzung, wie aus dem Stoffbestand, dem Ablauf der einzelnen Vererzungsteilvorgänge, den dabei herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen usw. hervorgeht.

Einfahrt erfolgte durch den Friedrichstollen, auf dessen Sohle sich die Besichtigung im wesentlichen beschränkte; nur einige besonders lagerstättenkundlich interessierte Teilnehmer wurden in die höher liegenden, noch offenen Zechen geführt. Der Stollen durchfährt zunächst Schieferlagen, dann den Marmor. In dessen liegenden Teilen tritt die Vererzung zuerst gesprenkelt, dann über netzartige Kiesdurchtränkung in fast derbe Kiesmassen über-

gehend auf. Eine kleine Zeche mit langen, verhältnismäßig frischen Probeschlitzen (aus der Nachkriegszeit?) gestattete Einblick in die Derberzkörper.

Die ganze Lagerstätte ist von zahlreichen Drusenräumen durchsetzt, erfüllt vor allem mit Quarz (Bergkristall), Kalkspat, Dolomit, Ankerit, Eisenkies. Einige große solche Drusenräume, sehr wahrscheinlich alte Quelläuge darstellend, konnten in einer Seitenstrecke besichtigt werden.

Aufmerksamkeit erregte auch das alte Kunstrad, dessen Aufschlagwasser von den höheren Horizonten in Flutern herabgeleitet wurde: es diente zur Wasserhaltung im nun ersoffenen Schacht.

Die in der alten Scheidestube vor dem Stollen noch vorhandenen Erzvorräte gestatteten trotz des schlechten Wetters reichliches Sammeln guter Stufen.

Schrifttum

O. FRIEDRICH, Über den Vererzungstypus Rotgülden. Sitzungsber. Wr. Ak. Mn. 1, **143**, 1934, 97—108 und ebenda, **144**, 1935, 1—6.

Bericht IV

Ein Besuch der Talklagerstätte Schellgaden im Lungau auf der Vorexkursion der DMG. am 22. August 1938

(vgl. Kärtchen 2 bei ANGEL)

Von

HEINZ MEIXNER,

Graz

Auf der Rückfahrt von der Arsenlagerstätte Rotgülden erreichten wir, durch das oberste Murtal fahrend, die alte, in der Mitte zwischen St. Michael i. L. und Muhr gelegene Bergbausiedlung Schellgaden. Wie aus der unserem Exkursionsführer beigegebenen Karte O. FRIEDRICH'S („Überblick über die ostalpine Metallprovinz“, mit freundl. Genehmigung des Verlages ERNST u. Co. aus der Zs. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reiche, **85**, Berlin 1937, S. 242. abgedruckt) und ANGEL'S Kärtchen 2 zu ersehen, befinden wir uns hier im Nordostteil des Hochalmgranites, in dessen hangendsten Randteilen zahlreiche Goldlagerstätten nach der Art von Schellgaden vorkommen. Es ist kein einheitlicher Granit, den wir hier finden, sondern in diesen Randteilen — die Strichlierung auf der FRIEDRICH'Schen Karte soll dies andeuten — stecken Amphibolit- und Glimmerschieferketten, selbst in Granithandstücken ist häufig Schiefermaterial zu sehen, wir haben migmatische Gesteinstypen vor uns. Die Amphibolite wurden hier einst als „basische Randfazies“ des Granits gedeutet; heute faßt man Amphibolit + Glimmerschiefer als losgelöste Teile der untersten Schieferhülle auf. — Die wesentlicheren Lagerstätten des Typus Schellgaden liegen am Nordabhang des Kaarecks, mehrere Hundert Meter über der Siedlung Schellgaden. Diese Goldlagerstättengruppe ist mineralogisch ungemein einförmig und mineralartenarm: Au-hältiger Pyrit in Quarzlagergängen mit etwas Kupfer-

kies, Bleiglanz, Zinkblende, Ankerit und Bergkristall. Bemerkenswert sind nur die zahlreichen in Schiefer hineingewachsenen Turmalinsonnen und Scheelit, der nur einmal im vergangenen Jahrhundert im nun verfallenen Schulterbau gefunden wurde: genaues über Vorkommen und Paragenese dieses Minerals wissen wir nicht.

Mineral- und gesteinskundlich reizvoll ist dagegen ein Besuch der wirtschaftlich ganz unbedeutenden Talklagerstätte Schellgaden, die wir von der Talsohle aus südwärts aufsteigend in wenigen Minuten erreichten. In dem über 100 Jahre alten „Topf- oder Gestellsteinbruch“ wurden vor einigen Jahren von einer Münchner Gesellschaft zwei etwa je 30 m lange Stollen angeschlagen, mangels genügend reiner Talkmasse aber bald aufgegeben.

Zusammengedrängt auf einen ganz engen Raum können wir hier eine Reihe von Gesteinen und Mineralen alpiner Ausbildung studieren.

Links vom Mundloch des untern Stollens besteht die Felswand aus migmatisch durch resorbiertes Schiefermaterial getrübttem Aplitgranit; darin sind Nester von grobblättrigem Molybdänglanz in Begleitung von dunkelgrünem Biotit und Strahlstein enthalten. In der Ankogel-Hochalmgruppe tritt Molybdänglanz immer in Goldlagerstättennähe in den hangendsten Teilen der Zentralgranite auf: z. B. Schellgaden, Radlgraben bei Gmünd in Kärnten, Bad Gastein und Radhausberg, Salzburg.

Schneeweiße Aplitlagergänge sind an mehreren Stellen im untern Talkstollen durchfahren worden. In zahlreichen miarolithischen Hohlräumen und in Klüften sind dieselben Minerale in gleicher Tracht entwickelt: Albit, flächenreiche kleine Bergkristalle, schön kristallisierte, violette bis purpurne Zirkone; ferner als gewöhnliche Kluftminerale: Eisenglanzstäfelchen, Rutil (häufig als Sagenit), Klinochlorkriställchen, bräunliche nierige Dolomitüberzüge und beim Besuch mit der DMG. neugefundenen Titanit (Sphen!). Zusammengenommen ist das die „alpine Kluftmineralgesellschaft“ WEINSCHENKS. gleich BREITHAUPTS „alpinen Titanformation“.

Aplitgranit und Aplit bei Schellgaden gehören den Hochalm-Zentralgraniten an. Diese Zentralgranite sind erst von WEINSCHENK, in neuerer Zeit wieder mit neuen Indizbeweisen von ANGEL-HERITSCH und ihren Schülern als junge (Kreidezeit bis Miozän), nichtmetamorphe, erststufig unter verhältnismäßig geringer Bedeckung intrudierte Gesteine erkannt worden. Die Granitintrusion hat in den Hüllgesteinen die sogenannte „Tauernkristallisation“ mitsichgebracht, wie auch eine Reihe von Erzlagerstättentypen erzeugt (FRIEDRICH). FRIEDRICH wies auch mehrmals auf den Zusammenhang zwischen Vererzung und Kluftmineralbildung hin. Hier in Schellgaden ist auch klar die Verknüpfung von Aplitkristallisation und alpiner Kluftmineralbildung zu ersehen: die oben genannten Minerale teils in miarolithischen Hohlräumen, teils auf Klüften: Eisenglanz, Sagenit, Klinochlor und Sphen als letzte Ausscheidungen der Restlösungen in beiden Fällen.

Im untern Stollen haben wir wenige Meter vom Mundloch einwärts den weißen Aplit mit seinen Randzonen näher beobachten können: Aplit → grobblättriger Klinochlor + Biotit → Aktinolith → Aktinolith-Breunerit-Talkschiefer → grobblättriger reiner Talk (vom Biotit bis hierher alles in schmalen,

nur wenige Zentimeter mächtigen Lagen) → und nun ein graulichweißes Gestein, das ich als Listwänit bezeichnet habe und das die Hauptmasse der in beiden Stollen aufgeschlossenen Gesteine ausmacht. Es besteht zu $\frac{1}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ aus im Schliff farblosen, um 0,3 mm großen, eisenarmen Magnesitporphyroblasten in $\frac{2}{3}$ bis $\frac{1}{4}$ feinschuppigem Talkgewebe, zu dem noch etwas Chlorit und Magnetit (\pm Chromit?) hinzutritt. Dadurch erhält das Gesamtgestein seine graue Färbung und die Eigenschaft, Magnetnadeln zu beeinflussen. Mit Listwänit sind eine Reihe von Gesteinsvorkommen, die im Schrifttum als „Topfsteine“ oder „Lavezeine“ bezeichnet sind, wesensgleich und zwar sowohl nach Mineralbestand (Magnesit-Breunnerit in Magnetit \pm Chromit führender Talkmasse nebst etwas Chlorit), als auch nach der Entstehung. In den randlichen Teilen des Schellgadner Listwänitvorkommens (gegen den Aplitgranit hin) finden sich prachtvolle, mehrere Zentimeter große Dolo mit rhomboeder, schöne Aktinolithstengel und Fuchsit in Talk- und Chloritschiefern; daraus habe ich auf eine Randzonenmineralgesellschaft alpiner Ausbildung geschlossen, wie sie in Ost- und Westalpen häufig um Serpentine verbreitet ist, z. B.: Ochsner-Rotkopf und Totenköpf in den Zillertaler Alpen, Scharn im Hollersbachtal, Legbach im Habachtal, am Happ, Eichham und Gösleswand bei Prägratten in Osttirol, Brennkogel im Glocknergebiet usw. Alle diese Fundstätten liegen im sogenannten „Penninikum“, in Einflußgebieten der Zentralgranite und damit der Tauernkristallisation; daher „alpine“ Ausbildung!

ANGEL hat in seinem Bericht („Der Kraubather Olivinfels bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe“) den Ablauf einer zweistufigen Umwandlung einer lückenlosen Stammreihe eines Gabbromagmas dargestellt. In alpiner, erststufiger Ausbildung sind Antigoritserpentine, Talkschiefer, Talk-Chlorit-Breunneritschiefer und Aktinolithschiefer ebenfalls noch beständig, aber an die Stelle der Amphibolite treten mehr minder prasinitische Gesteine. Trotz des gleichen Mineralbestandes sind die oben genannten Serpentinhofgesteine einerseits in erststufig alpiner, vom Zentralgranit beeinflusster Prägung (Typus Talggenköpfe in den Zillertaler Alpen, KOENIGSBERGER), andererseits in zweistufiger, dem Granodiorit zuzuordnender Gleinalpen-Ausbildung (Typus Ochsenkogel auf der Gleinalpe, ANGEL) gut unterscheidbar. Die alpinen Typen sind ungleich prächtiger und zieren daher viele Sammlungen.

PHILLIPS-HESS haben für mehrere amerikanische und DIEHL für ein Schweizer Vorkommen umgewandelte Serpentinrandzonen beschrieben: die gleichen Bildungen treten da zwischen Silikatgestein (Gneis, Aplit) und Serpentin auf, wie in Schellgaden zwischen Aplit(-Granit) und Listwänit. PHILLIPS-HESS und DIEHL-NIGGLI führen die Entstehung der heutigen Randzonengesteine auf die Einwirkung von Apliten gefolgt hydrothermalen Lösungen auf den ursprünglichen Serpentinhof (Olivinfelsdifferentiationsrand) zurück. Vgl. die Stoffaustauschschemen bei den genannten Autoren. Hier in Schellgaden ist nun das Zusammenwirken mit Apliten (nicht „Gneisen“) besonders schön zu sehen: Im Schliff eines Klinochlorschiefers aus der Randzone des Zirkon führenden Aplits habe ich ein opakes, vermutlich kubisches Erz beobachtet, um das im Chlorit prächtige pleochroitische Höfe entwickelt sind; dieses Erz dürfte Uranpecherz (Cleveit) sein, vgl. STARK.

Molybdänglanz kommt, wie schon erwähnt, in Schellgaden im Aplitgranit vor, dann aber auch mit grünem Biotit und Aktinolith in

Randzonen und sogar im Talkschiefer! (Funde von Herrn MICHEL und anderen Teilnehmern auf unserer DMG.-Fahrt).

Eine Besonderheit für Schellgaden liegt im Auftreten des Listwänits. Dort wo sich bei den anderen alpinen Vorkommen jetzt noch der Serpentin kern befindet, ist in Schellgaden — wenigstens nach den heutigen Aufschlüssen zu schließen — nur mehr Listwänit zugegen. Wie wir bei der Silbereckschollenexkursion sahen, sind mit dieser Scholle riesige Kalkmassen zwischen Graniten eingeschlossen; Kalk ist von Granit auch verdaut worden, gelegentlich kam es, vgl. ANGEL-STABER, zur Ausscheidung von primärem Kalkspat in manchen Graniten. Frei werdende Kohlensäure dürfte in Schellgaden den Serpentin unter Zurücklassung von Magnetit (\pm Chromit) in Listwänit verwandelt haben; Chromabfuhr ist am häufigen Auftreten von Fuchsit außerhalb des Listwänits erkennbar.

Mit dem Listwänit (z. T. = Topfstein, Lavezstein) haben wir hier einen ganz eigenartigen Magnesit-Talklagerstättentypus kennen gelernt, der in den bisherigen Einteilungen von Magnesit- und Talkvorkommen (WEIN-SCHENK, REDLICH, DOELTER usw.) nicht berücksichtigt wurde.

Magnesitvorkomentypen:

1. Typus Kraubath, dichter (nicht amorpher) Magnesit als Gänge und Netzwerke in Serpentin (vgl. DMG.-Fahrt Kraubath).
2. Typus Hall: Magnesit in Salzlagerstätten.
3. Magmatisch in Sagvanditen abgeschiedener Magnesit.
4. Typus Veitsch, metasomatische Bildung nach Kalk. Vgl. DMG.-Nachexkursion Oberdorf.
5. Typus Schellgaden, in Listwänit umgewandelter Serpentin.
6. Magnesit (Breunnerit, Dolomit) in Serpentinhöfen:
 - a) Subtypus Ochsenkogel, in zweitstufigen Serpentin bis Serpentinhofgesteinen.
 - b) Subtypus Greiner, häufig große Rhomboeder in den Randzonen um Serpentine, die in erststufigen Baueinheiten liegen. Diese Art konnten wir, außerhalb des Listwänits, ebenfalls in Schellgaden sehen.

Vier von diesen sechs (sieben) Typen konnten von den zahlreichen Teilnehmern an der Ostmarktagung 1938 der DMG. an erlesenen Beispielen kennengelernt werden.

Schrifttum

- H. MEIXNER, Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, sowie dort neu aufgefundener Molybdänglanz und Zirkon. Zs. angew. Min. **1**, 1938, 134—143.
- O. FRIEDRICH, Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. Berg- und Hüttenmänn. Jb. **83**, 1935, 1—19.
- , Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Zs. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reiche **85**, 1937, 241—253.
- A. H. PHILLIPS und H. H. HESS, Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. The Amer. Min. **21**, 1936, 333—362.
- E. A. DIEHL, Geolog. petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. Schweiz. Min. petr. Mitteil. **18**, 1938, 214—403.
- K. A. REDLICH, Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geolog. Stellung und Untersuchung. Zs. f. prakt. Geol. **42**, 1934, H. 10 u. 11.

Bericht V

Über den Lehrausflug in das oststeirische Vulkangebiet, am 25. August 1938. Gesteinskundlicher Teil

Von

F. ANGEL (Graz) und A. MARCHET (Wien)

Mit 1 Abbildung und den Kärtchen Nr. 6 u. 7

Es war das Ziel der Fahrt, einige interessante Vertreter magmatischer Gesteine aus obigem Gebiet vorzuführen und die mit den vulkanischen Vorgängen verknüpften Mineralschöpfungen kennen zu lernen. Die hierfür ausgewählten Vorkommen waren: 1. der Steinberg bei Feldbach, 2. die beiden Steinbrüche am Südausgang der Klausen bei Gleichenberg, 3. der Steinbruch im Schaufelgraben, 4. der Steinbruch im Tufftrichter von Pertlstein. — Die Anreise führte von Graz über die Höhenstraße der Ries nach Gleisdorf und weiter im Raabtal bis Feldbach. Vgl. dazu Kärtchen 7. Im tertiären Baugrund dieser Gegend spielen Sande und verschieden grobe Schotter eine bedeutende Rolle, letztere sind zum Großteil „Quarz-Restschotter“, d. h., fast alle Gerölle bestehen aus Quarzgeweben und sind aufgearbeitete Quarzite. Pegmatite, Quarzgangtrümmer, Quarzknuern des Altkristallins. Diese losen Gesteine erregen unsere Aufmerksamkeit durch ihre Mächtigkeit und Ausbreitung. Ihre Aufschüttung erfolgte im Pannon. — Bei Lembach, westlich Gleisdorf (Kärtchen 7) liegt darüber eine diluviale Lehmhaube, mineralogisch deswegen bemerkenswert, weil sie zeitweise reichlich Knollen und Schmitzen von Vivianit (Blaueisenerz) liefert. Der Abbau (Ziegellehm) schneidet öfters vivianitreiche Stellen an und verliert sie wieder. Zur Zeit unseres Besuches war gerade wieder einmal kein Vivianit zu sehen. — Die Höhenzüge, welche das Raabtal säumen, sind abermals aus Schottern. Sanden und Kiesen aufgebaut, die man verschiedenen pontischen Horizonten zugewiesen hat, vom ältesten angefangen bis zum jüngsten. Weiter nach Osten, im eigentlichen Vulkanland, taucht unter dem Pontikum auch das Sarmat an verschiedenen Stellen heraus (Tone, Sande, Schotter, Mergel, Kalksandsteine, Kalke), und ferner sei auf die inselhaften Aufbrüche vortertiären Grundgebirges aufmerksam gemacht, welche Kärtchen 7 andeutet (Paläozoikum mit Schiefern, Kalksteinen, Diabasen). In diesem weiten, tiefen Schotterland stehen die oststeirischen Vulkane.

1. Der Steinberg bei Feldbach

Vom Schotterwerk Gebr. SCHLARBAUM-Mühldorf steigt man in OSO durch lehmiges Sarmat, höher oben durch Unterpannon zum Basaltbau des Gipfels (etwa 20 Min. Gehzeit). Wie aus dem Profil zu Kärtchen 7 entnommen werden kann, ist in die schwach geneigten Schichten des Bergsockels ein Tufftrichter eingesenkt. Dieser ließ wiederholt Lavakanäle durch, aus denen basaltische Schmelzmassen quollen. Das zeigt sich heute in der Gliederung des Basaltkörpers durch Schlacken- und Tufflagen, und in der gesteinskundlichen Uneinheitlichkeit.

Die häufige säulige Absonderung der Laven gestattete Rückschlüsse auf die Gestalt des Lavabeckens. Ergänzt man den heute durch die Eintiefungen



von Raabfluß und Nebenbächen angeschnittenen Vulkanbau im Sinne von WINKLER-HERMADEN, dann kommt man zur Vorstellung, der Tufftrichter habe einst einen Glutsee beherbergt, der mehrmals einfrohr und wieder Lava durchbrechen ließ. Die damals nicht abgetragenen Ablagerungen, welche

zeichnung Trachydolerit soll ja doch als Gesteinsname aus Gründen, die TRÖGER auseinandergesetzt hat, fallen gelassen werden. — 4. Nephelinbasanit. — 5. Nephelinbasalt (Olivin-Nephelinit TRÖGER). — 6. Nephelinbasanit. Nun sind wir schon ganz oben, das Gestein ist schlackig und zerfällt leicht (Sonnenbrenner).

Der Steinberg bietet einige gesteinskundliche Besonderheiten. Zunächst sei der in großen und kleinen Schlieren erscheinenden Glasmassen Erwähnung getan, die STINY (1917) und SCHOKLITSCH (1935) studierten. Man trifft sie in allen Hauptgesteinsarten des Berges, besonders schön aber im „Trachydolerit“. — Sie sind aber nicht einfach die Basaltgläser (Tachylite) der aufgezählten Gesteinsarten, sondern rücken in ihrem Chemismus in Richtung auf höheres *si* (NIGGLI) so ab, daß dabei aus dem Charakter „natrongabbroid“ der Basalte eine Verschiebung nach „nosykombitisch“ (also wie die Meru-Lava, oder ein Covit, Probe SCHOKLITSCH) oder selbst nach „foyaitisch“ (Probe STINY) statthat. Demgegenüber ist hervorzuheben, daß sich der Chemismus der Steinberg-Basalte recht wenig ändert, obgleich sie mineralologisch recht gut zu unterscheiden sind, freilich nicht mit freiem Auge.

Sie sind nämlich alle sehr dunkel (schwarzgrün, schwarzgrau, dunkelblaugrau) und dicht. Nr. 2 hat dazu zarte helle Tüpfel und Sprenkel, Nr. 3 ebensolche Tüpfel. Die säulige Absonderung schneidet auch durch die glasigen Gesteinsmassen hindurch. Außer diesen Glasmassen müssen die Nephelin-Häufungsgesteine (Akkumulationen) beachtet werden.

Meist steckt ja der Nephelin als sogenannte „Füllmasse“ in den Basaltgrundmassen und wird dabei äußerlich kaum sichtbar. Aber schon SIGMUND (1899) und STINY (1923) berichteten von einem Typus, der Nephelin als Einsprengling enthält, „ein Fall der meines Wissens bei Nephelinbasalten noch nicht beobachtet wurde“ (STINY). SCHOKLITSCH untersuchte 1935 dann Proben, die ganz grob schwarz-weiß oder grau-weiß gesprenkelt waren und bis 50 % Nephelin-Einsprenglinge enthielten. Solche Anhäufungen waren auch bei unserem Besuch zu sehen, und die Werksleitung (Betriebsführer Ing. KOLLARITSCH) hatte davon zu Tal schaffen lassen. Die geologische Form der Anhäufungen ist schlierig, nester- oder selbst gangförmig; sie bilden weder eine besondere Lavadecke, noch sonst einen scharf abgrenzbaren Baukörper, und ihre Verteilung hat noch keine Regel verraten.

In der Güte als Schotter stehen die Trachydolerite (Atlantit) an erster Stelle. Es folgen die Nephelinbasanite. Die uns so interessierenden Nephelin-Häufungsgesteine sind technisch wertlos, ebenso wie die weichen, zerbröselnden Sonnenbrenner des Bruches. STINY und SCHOKLITSCH melden Zeolithisierung bzw. Natrolithisierung von Nephelinen in unseren Gesteinen. Das liegt im Bereich der Möglichkeit; im Material des Grazer Institutes war indes bisher davon nichts zu beobachten. Dagegen sieht man daran Spickung der Nepheline mit Apatitnadeln und mit manchmal geballten kleinen Augiten. Dann erscheinen die Nepheline äußerlich grau; fehlt der Augit als Einschluß, dann sind sie schneeweiß.

Von der Steinbruchterrasse aus hat man einen prächtigen Blick über die Schotterfluren hinweg bis an den steilen, mächtigen Alpen-Ostrand. Ziehen wir noch Kärtchen 7 zurate, so ergibt sich ein Einblick in die Verteilung der vulkanischen Gebilde. Vor uns reckt sich mächtig der burgegekrönte Fels der Riegersburg auf. Das ist Basaltwacke, einstmalige Ausfüllung eines Explosionstrichters, verbacken und durch die Ab-

tragung als Härtling aus den Schottern freigemacht. Dieser Riegersburg-Tuffneck gehört zu einem ganzen Schwarm von Tuffessen, die einen bogigen Streifen auf der Karte besetzen, der über Fürstenfeld bis Güssing hinzieht. In diesem Streifen liegt auch die Esse des Auersberges NW von Feldbach und der kleine Basaltstiel von Stein. Es ist ein weitgeöffneter, äußerer Essenbogen. Zu ihm gehört ein viel engerer, stark gekrümmter innerer Bogen. Er führt von Unterweißenbach, W von Feldbach, über die Steinberg-, Neuhauser und Bonisdorfer Basaltvorkommen nach Oberlimbach. Zu diesem Bogen gehören auch die Tufftrichter von Pertlstein und Kapfenstein. Beide haben schöne, weitbekannte Olivinbomben geliefert.

Auf den beiden Bögen liegen etwa 45 Ausbruchstellen. Man fragt sich, was sie, selber so arm an Basalten und reich an Tuffen, umhegen. Das lenkt unsern Blick auf das Innenfeld der Bögen, d. i. das Gebiet zwischen Bad Gleichenberg und Klöch. Hier kommen mächtige und ausgebreitete Basaltmassen zum Vorschein (Nephelinit des Hochstraden, Nephelinit von Klöch usw.). Sie gehören untereinander und mit den Erzeugnissen der Tuffessenbögen zusammen; sie bilden eine chemisch eng gescharte, auch mineralologisch eng zusammenhängende Gruppe von Stämmen derselben basaltischen Magmamasse. Ihre gemeinsame Ausbruchszeit ist das jüngere Pontikum.

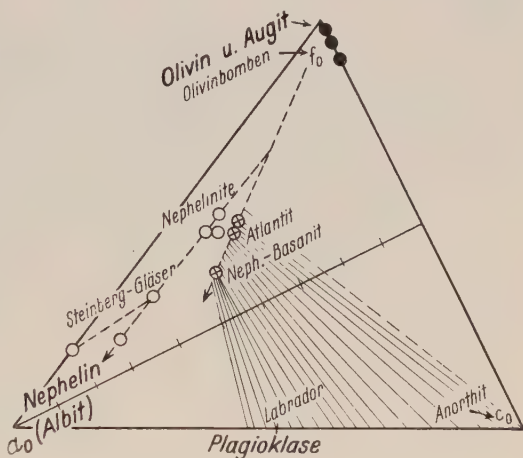


Abb. 7a.

Beifolgende Skizze verdeutlicht die magmatische Entfaltung. Man sieht darin sozusagen die persönliche Note des hierortigen Spaltungsverlaufes (Abb. 7a). Das alte BECKESche Dreieck $a_0c_0f_0$ eignet sich vorzüglich zur Darstellung. Nach Ausfall von Olivin und Augit entwickelt sich ein plagioklasreicher Kristallbrei, der Anlaß zur Kristallisation der Atlantite und in weiterer Entwicklung der Nephelinbasanite wird. Die Skizze gibt wieder, was dabei mit den Plagioklasen sich ändert. Aber ein abgespaltener Schmelzrest entwickelt sich, von Plagioklasen befreit, in anderer Richtung weiter: es kommt zur Nephelinitbildung und zur Olivin-Nephelinitbildung. Nun führt die Entwicklung in den Bereich der Steinberggläser, und hier kommt es nochmals zu einer Spaltung. Einerseits nämlich fallen nun die Nephelinhäufungen aus; andererseits erhält die Restschmelze nun jene Zusammensetzung (Analyse STINY), aus welcher die Gegenwart von Ägirinaugit sich ergibt; das STINYsche Glas verhüllt aber diese Phase.

Indes stimmt damit überein, daß wir in Einschluß bergenden Hohlraumwänden Ägirinaugit feststellten (Bericht MEIXNER). Damit ist auch der Hinweis gegeben, daß dieser Entwicklungsweg der Schmelze durch Zuschuß reagierender Massen (Kalkbrocken und Quarzgerölle) mitbestimmt ist. Man

vergleiche übrigens mit diesem Ablauf den Pexitropiefall, den SCHEUMANN aus dem Polzengebiet erstmalig erkannt und beschrieben hat. — Das BECKESche Dreieck unterrichtet auch genugsam über die Gemengteile und deren Mengenverhältnisse. Die Stoffgruppe f_0 bedeutet in diesen einfachen Paragenesen neben etwas Magneteisen nur Olivin und (basaltischen) Augit; c_0 spiegelt den Anorthitgehalt wieder; a_0 das bißchen Albit in den basischen Plagioklasen, hauptsächlich aber Nephelin. Ein eigenes Kalimineral tritt nicht auf. Das Kali steckt im Nephelin und in den Plagioklasen, wenn nicht mit anderen Stoffen im Glas. Die Skizze bringt ferner den Plagioklasbereich in Beziehung zum Atlantit-Basanitzweig, d. h., die beobachteten Mischungen sind einfach dorthin projiziert.

Wie schon früher einmal, wurden auch diesmal wieder Einschlüsse von Gleichenberger Trachyandesiten als Trümmer in den Steinberg-Basalten gefunden.

2. Am Südausgang der Klausen

Von Mühldorf (am Steinberg) nach Süden sich wendend, erreicht man über einen niederen Sattel die Klausenschlucht, welche in das zentrale Gleichenberger Gebiet unmittelbar um den Kurort führt. Die Schlucht schlitzt das System der Lavadecken mit Tuff-Zwischenlagen auf, welche ein älterer Vulkanismus als jener der Basaltessen hat entstehen lassen. Zwischen beiden Ausbruchzeiten liegt die Ablagerung des Schichtstoßes vom vorbasaltischen Jungpontikum bis zurück zum Sarmat, und noch vorsarmatisch wurden jene tertiären Vulkane aufgebaut, die heute als anmutige, waldige Hügellandschaft nördlich von Gleichenberg das Landschaftsbild beherrscht und schon von Graz aus sichtbar ist (vom Schloßberg, von Radegund).

Der gegenwärtig stärkst betriebene Steinbruch liegt an der Ostseite des Klausen-Südausganges. Dahinter steigt das Gelände zum Gleichenberger Kogel (596 m) an. Gegenüber, in der westlichen Lehne, schneidet sich ein älterer Steinbruch in den Schloßberghang ein (Gleichenberger Schloßberg 426 m). An der Talsohle sind wir auf etwa 280 m. Ein Blick auf Kärtchen 6 unterrichtet uns, daß die hier zusammengeschlossenen Lavamassen zwei Gesteinsgruppen zugewiesen wurden. Den Norden beherrschen Trachyandesite (i. S. MICHEL-LEVY), über welche namentlich gegen Süden zu sich Trachyte legen (i. w. Sinn gebraucht wie bei SIGMUND, ANGEL, MARCHET). Unser östlicher Steinbruch enthält bloß Trachyandesite; im westlichen liegt über diesen an der Steinbruch-Oberkante schon Trachytlava, deren Blöcke am Steinbruchgrund beobachtet werden können.

Die ersten ausgedehnten Untersuchungen über diese Gesteine stammen von SIGMUND, die jüngsten von MARCHET. Sie bedeuten für die nachfolgenden Ausführungen die Hauptstütze. Im Vorjahr wurden außerdem hier Bimssteine gefunden, welche ANGEL und MEIXNER bearbeiteten.

Aus MARCHETS Analysen und aus den Dünnschliffuntersuchungen lassen sich die Klausen-Gesteine an Hand des TRÖGERSchen Bestimmungsschlüssels enger festlegen. Dabei ist wichtig, daß Quarz nicht als Gemengteil auftritt, sondern daß sich auf Poren und Hohlräumen verschiedener Gestalt einige SiO_2 -Mineralien wandauskleidend angesiedelt haben und aus dem Analysengut nicht auszuschcheiden waren. Daher ist der analytisch ausgewiesene SiO_2 -Gehalt dieser Laven etwas zu hoch, andererseits aber enthalten diese Laven auch keine Foide.

Bestimmungsweg nach TRÖGER! S. 338/339): 1—3—5—9—15.

Für 15 trifft zu: Alkalifeldspat/Plagioklas ~ 4:3, also „ungefähr zu gleichen Teilen“; das führt zur Familie Monzonite (S. 115). Dort wiederum gelangt man an beim Abteil „Effusiv“. $An > 50\%$, $Maf \sim 25$. Damit kommt man zum Typus Latit (RANSOME), Nr. 270. Wir vergleichen näher:

Latittyp bei TRÖGER	„Trachyandesit“ beide Klausensüdausgang		„Trachyt“	
Sanidin ($Or_{67}Ab_{33}$)	28 %	$Or_{67}Ab_{33}$	42 %	$Or_{60}Ab_{40}$ 38 %
Plagioklas (An_{60})	33 „	(An_{55})	28 „	(An_{50}) 32,5 „
Augit ₁₂ , Biotit ₇	19 „	Augit, Biotit, Olivin	20 „	Augit, Biotit, Olivin 18,5 „
Erz, Apatit	7 „	Erz, Apatit	10 „	Erz, Apatit 11 „
Mikrofelsit	13 „			
Summe	100 %		100 %	100 %

Der Mikrofelsit enthält Quarz und Sanidin, nach ROSENBUSCH etwa im ziemlich festen Verhältnis 2 (K, Na) Al Si_3O_8 zu 4 SiO_2 , d. h. mit etwa 30 % Quarzbeimengung. Rückgerechnet steigt dann der Sanidingehalt des Latittypus auf rund 37 %, was die Vergleichbarkeit mit unseren Formen stark erhöht. Dafür findet ein möglicher kleiner Quarzgehalt des Beispiels vielleicht bei uns kein Gegenstück. (Die Zahlenangaben sind von ANGEL aus den MARCHETSchen Analysen und Schlißbeobachtungen überschlägig errechnet worden.) Was in der Gegenüberstellung auffällt, ist das Verhältnis Trachyandesit/Trachyt. Nach dem Mineralbestand müßten beide Formen als Biotit-Latite bezeichnet werden, Biotit ist ja in beiden der allein herrschende Mafit. Dennoch macht die Handstückbetrachtung die Scheidung in einen Trachyt und einen Trachyandesit leicht: In letzterem sind nahezu alle Einsprenglingsfeldspate weiße Labradore (bis 5 mm Ø), und aller Sanidin steckt, soweit er nicht den Labrador umrindet, in der Grundmasse. Im Trachyt dagegen fallen die bis 1 cm großen Sanidin-Einsprenglinge auf, welche glasig und rissig, oft mit leicht gelblicher Färbung auftreten. Beide Male handelt es sich um Natronsanidine. Im zweiten Fall sind die Sanidineinsprenglinge von Labrador-Einsprenglingen begleitet. Von den dunklen Gemengteilen erkennt man am leichtesten den glänzend schwarzen Biotit (Täfelchen, bis 2 mm Ø). In gleicher Größenordnung, aber viel spärlicher kann man auch Einsprenglinge von diopsidischem Augit, sowie Pseudomorphosen nach Einsprenglingshypersthen und -Olivin finden, letztere oft nach als Iddingsit bestimmbar; der wieder chloritisch umgesetzt sein kann, ebenso wie der Hypersthen; auch Kalkspat siedelt sich in den Hypersthenpseudomorphosen an.

Der Biotit ist häufig mit Anomit verwachsen und auch häufig opazitisiert. Dies bringt entweder einen recht dichten Magnetit-Körnchenschleier mit sich, der den Biotit einhüllt, umkrustet bis auf einen Kern oder ganz ersetzt, oder man findet an Stelle des Magneteisens das Roteisen. Dadurch, und wenn die Körnchen bzw. Blättchen kleiner sind als angegeben, wird auch der Biotit schwer mit unbewaffnetem Aug im Handstück erkennbar, namentlich in den schwarzgrauen Abarten. Als Übergemengteil verzeichnen wir kleine, pleochroitische Apatite und auch wahrscheinlich primären Magnetit. Der westliche Steinbruch lieferte etwas anderes Material als der östliche, in welchem Trachyandesite in folgenden Formen zu finden waren:

- a) eine im feuchten Zustand dunkelgraublaue Art,
- b) eine ziegelrote Art,

- c) eine hellgelbe Abart mit Einschlüssen der ziegelroten und andersfarbigen Brocken,
- d) ein düster roter Bimsstein.

An großen, herabgefallenen Blöcken konnte man a) und b) in fleckigem und wolkig-fleckigem Verband antreffen; gelegentlich verfließen auch die Flecken ineinander. Die Ursache dieser Farbverschiedenheit bei aller sonstigen Gleichheit erkannte man im Schliff: In der dunkelgraublauen Abart wird die Grundmasse durchwirkt von fein verteiltem Magneteisen; es sind das einzelne Stäubchen, die wahrscheinlich selbst wieder feine Kristallskelette darstellen. Seltner trifft man auf sichtlich volle Körnchen. LINDLEYSche Skelette (1926) kann man in solchen Fällen beim Studium des Opazites wahrnehmen, wenn die Opazitschalen um Biotitreste schon sehr dick sind. — Bei der ziegelroten Abart ändert sich bloß das eine, daß nunmehr alle Magnetite durch Roteisenkriställchen vertreten sind, auch die Opazitschalen. Aus der Beobachtung MARCHETS im Felde, und aus dem Umstande, daß hier Roteisen in Magnetit-Skelettformen festgestellt wurde, läßt sich schließen, daß es eigene Restdämpfe der Laven waren, die den vorgebildeten Magnetit (auch im Opazit) auf Roteisen umstellten. Diese Restdämpfe mögen wohl auf einem unregelmäßigen Netz von Kanälen die eben erstarrten Laven durchblasen haben, denn MARCHET beobachtete mehrmals große Blöcke, die außen rot, innen aber noch graublau gefärbt waren. Diese Arten sind beide dicht und schwer gegenüber den anderen.

Art c) ist porös, leicht, einsprengling- und pigmentarm! Nur wenige (schneeweiße) Labradore schwimmen im Verein mit spärlichen und sehr kleinen Biotitschüppchen in der felsitischen Grundmasse. Die Biotite sind zwar mit rotem Farbton durchsichtig, aber sie sind nicht opazitisch. Daher wohl auch die gleiche Farbe des Gesteins, der Pigmentmangel. Es wurde ja kein Erzzuschuß aus der Opazitisierung zur Grundmasse-Durchfärbung frei, und anderes war nicht zugegen. Es handelt sich um eine gasreiche Lava, die beim Ausbruch einen roten Lavastrom passierte und Trümmer davon einbuk. Zarte Gelbanfärbungen stammen von sekundärer Limonit-durchtränkung.

Darüber liegt wieder kompaktere trachyandesitische Lava jüngeren Alters.

Umfassende Untersuchungen darüber, inwieweit die Opazitisierung an der Farbgebung der Grundmassen trachytischer und verwandter Gesteine beteiligt ist, stehen noch aus. Indes ist ein solcher Zusammenhang für eine bulgarische, natronliparitische Lava von ANGEL-GAMERITH 1934 gezeigt worden. Heiße Dämpfe der Nachphase bewerkstelligen wohl Transport und Verteilung der Erzkörper des Opazites im Gesteinskörper.

d) Trachyandesitischer Bimsstein. Im nördlichen Steinbruchabteil gab es eine Wandstelle, wo im festen, roten Trachyandesit mehrere tropfenförmige, schwammig-blasige Bimssteinkörper, die wohl hier aufsteigen wollten, durch fortschreitende Erstarrung aber festgehalten worden waren. Der Abbau hat diese kubikmetergroßen Gebilde entfernt. Beim Sprengen flogen Stücke davon noch auf die andere Talseite und in den Bach, wo sie noch einige Monate hindurch zu finden waren. Bei der gemeinsamen Besichtigung sahen wir nichts mehr davon; die Originalstücke wurden im Grazer Institut vorgelegt. Unsere Untersuchung (ANGEL, MEIXNER) ergab:

Raumgewicht 1,32 (hydrostat. Waage). Das ist für Bimsstein noch etwas hoch, der Durchschnitt liegt nach STINY bei 0,95. Indes zeigte der Dünn-

schliff die starke Roteisendurchwirkung der Zellenwände des Bimssteins, die an sich zart sind und Hohlräume verschiedener Größenordnung umschließen, viele werden etwa erbsgroß. Durch den Erzzuwachs wird das Gewicht erhöht! — Im Bimssteinglas der Zellenwände kann man feinste Sanidin-Mikrolithen in Schwärmen erkennen, hin und wieder tauchen weiße Labrador einsprenglinge (57 % An) auf, von der Größe wie auch sonst in den Gesteinen dieses Bruches. Häufiger aber sind die bronzeschimmernden Biotit-Anomit-Täfelchen, alle ohne Andeutung von Opazitsäumen, 1—2 mm \varnothing , um 0,5 mm Dicke. Endlich ließ sich vereinzelt auch noch prismatisch bis säulig gestalteter Apatit beobachten. Der Kopf trägt eine Pyramide (10 $\bar{1}$ 2) oder (11 $\bar{2}$ 1). Richtungsfarbwechsel: n_e = orange gelb, n_w = blaß gelb.

Zur Überprüfung der Einstellung bestimmten wir chemisch (KORITNIG): $\text{SiO}_2 = 59,24\%$, $\text{FeO} = 4,66\%$, Gesamtwasser der lufttrockenen Probe 3,32 %, wovon 1,82 % von 110° an bis zur Rotglut entweichen. Eine in Wasser getauchte und wieder lufttrocken gelegte Probe ergab 4,25 % Gesamtwasser, davon zwischen 110° und Rotglut 2,36 %! Somit wird aufgenommenes Wasser sehr zähe festgehalten. Diese Bestimmungen genügten im Verein mit der Physiographie, um die Einstellung nahe bei den Trachyandesittypen desselben Steinbruches zu rechtfertigen.

Der dunkle Glimmer aber verdiente besondere Beachtung. Nach unseren Beobachtungen ändert sich der Farbeindruck dieses Minerals sehr mit der Blättchendicke. In Richtung [001] durchblickend, hat man bei:

Dicke = 26 μ	Farbe: lichtgelb, goldocherstichig.
84 "	" : braun, goldocherstichig und rotstichig.
mehr "	" : wird rasch tief sienarot bis braun.
Farbwechsel: n_e = hellgelb, gummigutt, n_{γ} = rotstichig-sepia bis schwarzbraun.	

Lichtbrechung $n \sim 1,67$. — Kolorimetrisch ermitteltes $\text{TiO}_2 = \text{ca. } 4\%$. $2E_\alpha = 36^\circ 40'$, in anderen und im gleichen Blättchen zu größeren und kleineren Werten wechselnd! Die äußere tiefe Bronzefarbe, welche dazu verleitet, diesen Glimmer als Katzensgold anzusprechen, paßt zu der ermittelten Optik, welche auch andeutet, daß ein überwiegender Fe-Anteil in dreiwertiger Form gebunden vorliegt. Wir haben einen Biotit bis Anomit vor uns, dessen abweichende Optik gleichermaßen dem beträchtlichen Ti-Gehalt als auch der Masse des dreiwertigen Eisens zuzuschreiben ist. Hierfür paßt MEIXNERS Bezeichnung Ferri-Wotanit recht gut. KUNITZENS Wotanite umfassen bewußt ja bloß jene optisch ähnlich sich verhaltenden dunklen Glimmer, bei welchen Ti allein die optischen Bestimmungsgrößen hinaufreibt, wogegen Eisen zwar auch reichlich vorhanden sein kann, aber in zweiwertiger Bindung, und dieses wirkt nicht so stark auf die Optik ein. Oxydation des Eisens aber, sei es auch nachträglich in der Glimmerbindung, treibt die Optik weiter. Übrigens kann die Oxydation selber wieder verschiedene Ursache haben. Was man gewöhnlich Katzensgold nennt, das sind wohl im Abbau der Verwitterung oxydierte Biotite und Verwandte. Hier aber handelt es sich um eine natürliche thermische Umgestaltung durch Oxydation, welche bedeutend weniger in den Glimmerbau eingreift, eben um die vulkanische Nachphase der Autopneumatolyse. — MEIXNER hat mir zwecks Einblick in diese Summenwirkung folgende Reihe zusammengestellt, und die MACHATSCHKISCHEN Spezialformeln lassen in knappster und doch erschöpfender Form dabei den Durchblick frei:

Typenformel: $(\text{OH}, \text{F})_{1-2} \text{W Y}_3 (\text{Z}_4 \text{O}_{10})$

Katzenbuckel	$(\text{OH}^8 \text{F}^4)_1$	$(\text{K}^{17} \text{Na}^6 \text{Ca}^2)_1$	$(\text{Mg}^{34} \text{Ti}^{16} \text{Fe}^{15} \text{Fe}^{15} \text{Fe}^{15})_3$	$(\text{Si}^{64} \text{Al}^{19})_4 \text{O}_{10}$
„	$(\text{OH}^{13} \text{F}^1)_1$	$(\text{K}^{18} \text{Na}^4 (\text{CaBa}^1))_1$	$(\text{Mg}^{34} \text{Ti}^{15} \text{Fe}^{15} \text{Fe}^{15} \text{Fe}^{15})_3$	$(\text{Si}^{63} \text{Al}^{24})_4 \text{O}_{10}$
„	$(\text{OH}^{20} \text{F}^0)_1$	$(\text{K}^{18} \text{Na}^3 \text{Ba}^1)_1$	$(\text{Mg}^{36} \text{Ti}^{14} \text{Fe}^{16} \text{Fe}^{16} \text{Fe}^{16})_3$	$(\text{Si}^{62} \text{Al}^{25})_4 \text{O}_{10}$
„	$(\text{OH}^{27} \text{F}^0)_{1,3}$	$(\text{K}^{18} \text{Na}^2 \text{Ba}^1)_1$	$(\text{Mg}^{37} \text{Ti}^{11} \text{Fe}^{16} \text{Fe}^{16} \text{Fe}^{16})_3$	$(\text{Si}^{60} \text{Al}^{29})_4 \text{O}_{10}$
Radautal	$(\text{OH}^{27} \text{F}^0)_{1,3}$	$(\text{K}^{19} \text{Na}^3 \text{Ca}^1)_1$	$(\text{Mg}^{38} \text{Ti}^9 \text{Fe}^{14} \text{Fe}^{14} \text{Fe}^{14})_3$	$(\text{Si}^{60} \text{Al}^{31})_4 \text{O}_{10}$
Laacher See	$(\text{OH}^{40} \text{F}^0)_2$	$(\text{K}^{19} \text{Na}^3 \text{Ca}^0)_1$	$(\text{Mg}^{48} \text{Ti}^7 \text{Fe}^{12} \text{Fe}^{12} \text{Fe}^{12})_3$	$(\text{Si}^{54} \text{Al}^{33})_4 \text{O}_{10}$
Böhm. Mittelg.	$(\text{OH}^{24} \text{F}^0)_1$	$(\text{K}^{18} \text{Na}^5)_1$	$(\text{Mg}^{46} \text{Ti}^4 \text{Fe}^{13} \text{Fe}^{13} \text{Fe}^{13})_3$	$(\text{Si}^{62} \text{Al}^{32})_4 \text{O}_{10}$
Alnö	$(\text{OH}^{31} \text{F}^0)_{1,4}$	$(\text{K}^{18} \text{Na}^4)_1$	$(\text{Mg}^{49} \text{Ti}^2 \text{Fe}^{12} \text{Fe}^{12} \text{Fe}^{12})_3$	$(\text{Si}^{65} \text{Al}^{30})_4 \text{O}_{10}$

Quellen: KUNITZ 1936, HINTZES Handbuch, Erg.-Bd. 1938. Durchrechnung H. MEIXNER.

Man sieht, wie bei ungefähr gleichbleibendem Fe (Summe!) sich Mg und Ti ergänzen. Ist Mg nieder, wird Ti hoch und umgekehrt; damit, mit steigendem Ti-Einbau steigen Licht- und Doppelbrechung, und vergrößert sich 2V. — Daß die Hebung der Eisenwertigkeit in Y ganz gleichsinnig wirkt, berichteten IRVING-LARSEN, MEHMEL (vgl. MEIXNERS mineralog. Bericht!).

Hier fügt sich nun auch das Bild ein, das man nach den MARCHETschen Untersuchungen von den dunklen Glimmern der Trachyandesite und Verwandten gewinnt: Rechnet man nämlich aus den MARCHETschen Analysen etwa unter übergangsweiser Benutzung der NIGGLI-Normberechnung den Biotitchemismus aus, so kommt man leicht zu zwei Grenzfällen die anzeigen, daß es sich um Biotite mit namhaftem Ti-Gehalt handeln müsse. Als Untergrenze erhält man etwa 6, als Obergrenze 16 % TiO_2 pro Glimmeranalyse. Die Wahrheit liegt dazwischen, wahrscheinlich gegen den Unterwert zu. MARCHET stellte an diesen Biotiten abnorm hohe Doppelbrechung und große Achsenwinkel fest. Das stimmt einerseits zu unseren Bimssteinbiotiten, andererseits z. B. zu den Ti- und Eisenoxyd reichen Biotiten, wie sie LARSEN und Genossen 1938 von der S. Juan Region (Colorado) beschrieben hatten. Auch diese Biotite bis Anomite gehören unter die Ferri-Biotite bis Ferri-Wotanite im MEIXNERSchen Sinn.

Aus der dargebotenen Reihe ist noch anderes ersichtlich: Anstieg von Ti in Y bringt Abfall von Al in Z! Z. B. ist im Alnöer Biotit $\text{Al/Si} \sim 1/2$ (Titangehalt gering!), dagegen steigt dieses Verhältnis für Wotanit vom Katzenbuckel auf $1/3$, und hier ist der Ti-Gehalt der höchste. Das scheint mit einem Wertigkeitsausgleich zusammenzuhängen. In dem Maß, als hochwertiges Ti in Y abgebunden wird, also dort mehr Valenzen hinübergezogen werden müssen, gibt die Lage Z dem Bedarf nach, indem sie mehr Al^{+3} für Si^{+4} einbaut. Ferner liegt ein gesetzmäßiger Wechsel im Mg-Fe-Verhältnis vor. Es steigt, angefangen an der Reihenspitze mit 2:1 bis auf 3:1 am Reihenende. Das ist so deutlich, daß man aus gegebenem Mg-Wert den entsprechenden Wotanit theoretisch aufbauen kann. Das K Na-Verhältnis ist auffallend wenig beweglich. Die Summe $\text{OH} + \text{F}$ macht aber noch eine Schwierigkeit; vielleicht ist hier die Glimmer-Typenformel etwas zu verbessern, indem man für $\text{OH} + \text{F}$ nicht 2, sondern 1 bis 2 setzt; das würde den Analysen besser genügen. Bisher scheint es, als ob

durch autopneumatolytische Brennung mit steigender Fe-Oxydation der OH-Gehalt abnähme.

Zusammenfassend kann man sagen, daß wir in den Gleichenberger Latiten als Gliedern einer Trachyandesit- bis Trachytreihe eine Gesteinsgruppe vor uns haben, die mit den Gliedern der basaltischen Gruppe nichts zu schaffen haben. Sie sind, wie MARCHETS Analysen zeigten, nur ganz schmal differenziert. Denken wir uns eine basische Fortsetzung, so kämen keineswegs damit unsere pontischen Atlantiker heraus. Wir haben auch dergleichen nirgends beobachtet. Hingegen gibt es noch ein saures Differentiat dieser Gruppe, und dem wenden wir uns nunmehr zu.

3. Steinbruch im Schaufelgraben

Das weiße, rauhe, mit zahlreichen Sanidin-, Plagioklas- und Quarzeinsprenglingen gespickte Gestein, in welchem schwarze Biotittäfelchen (1—2 mm \varnothing) recht spärlich verteilt sind, wurde in der Vergangenheit verschieden benannt: Rhyolith (ANDREE 1855), Quarztrachyt (FRISCH 1877), Liparit oder Sphärolith-Liparit (SIGMUND 1902). — Daß es das einzige derartige Gestein des großdeutschen Raumes, ja Mitteleuropas sei, hat SIGMUND schon einmal ausgesprochen und MARCHET eben wieder hervorgehoben.

Dieses Gestein hat mehrere Besonderheiten. Stets ist neben den Sanidineinsprenglingen die Zahl der ebenso groß gewachsenen Plagioklase ($\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ cm!) sehr bedeutend, und außerdem ist deren Charakter auffallend: Kern Andesin, 43% An, die Hülle geht auf 25—30% An herunter (Zonenfolge normal, schwache Rückfälle). Der Ab-Anteil des Sanidins ist etwa 38%. Somit liegt typischer Natronsanidin vor; er erscheint glashell, etwas gelblich. Diese Paragenesis deutet die Verwandtschaft zu den Latiten schon recht gut an. Der Biotit ist auch derselbe wie dort. Aus den neuen SCHOKLITSCH-Analysen des Gesteins läßt sich ein Biotit mit 5—8% TiO₂ berechnen, in Wahrheit wohl wieder näher der Untergrenze. Nur Rotbrennung gibt es da nicht, und auch wieder keine Opazitisierung. Dann wären bloß noch die Quarzeinsprenglinge (zart rosa) zu erwähnen, welche wir von der früher erörterten Gruppe noch nicht kennen. — Die an Menge recht beachtliche Grundmasse besteht aus aneinander gefügten Pseudosphärolithen. In ihnen herrschen Alkalifeldspate. Aus der Analysendurchrechnung geht hervor, daß der ganze An-Gehalt in den Einsprenglingen stecken muß. Da die Sanidineinsprenglinge bloß um 38% Ab bergen, und die rund 5% Biotit ebenfalls mehr Or als Ab normativ verbrauchen, muß in den Pseudosphärolithen Ab über Or vorwalten. Mikrolithen und ganz kleine Einsprenglingsschwärme sieht man in dieser Grundmasse nicht. Bestand, gerechnet aus Analyse und Schliff:

Quarz (Einsprenglinge, wenig Grundmasse)	Gew.-%	23,6
Alkalifeldspat (Na-Sanidin, Einsprenglinge und Grundmasse, Durchschnitt 52% Ab)		50,2
Plagioklas, durchschnittlich 33% An		20,3
Biotit (Wotanit)		4,8
Magnetit, Apatit		0,8
	Summe	99,7

Versucht man darnach eine Einreihung nach dem TRÖGERSchen Schlüssel, so geht man von 1—3—5—6 nach 7 (Aplitgranite). Unter den Ergußformen dieser Familie fehlt aber eine gut vergleichbare, und auch, wenn

man, da die Mafite immerhin mit etwas über 4 vertreten sind, die beiden nächsten Familien mit heranzieht zum Vergleich, so findet man auch da keinen rechten Anschluß. Wenn TRÖGER meint, das Gestein müsse eben einen neuen Namen haben, dann können wir ihm nur beistimmen. In den TRÖGER-Mustern, z. B. 40 a (Rhyolith RICHTHOFEN) und 40 b (Liparit ROTH) liegt der Quarzgehalt gegenüber unserem Gestein doch um 7—10 % höher, und außerdem hat unser Kalknatronfeldspat abweichenden Charakter, für den Rhyolith stimmt überdies auch die Höhe des Anteiles bei weitem nicht. Beim Vergleich mit Quarztrachyt stimmt wieder der Plagioklas nach Höhe und Natur nicht, wenn schon der Quarzgehalt etwas näher käme. Die vorläufige Bezeichnung Quarztrachyt soll also ebenso wie der Sammelbegriff Trachyandesit verwendet werden, und einen sauren Trachyt bedeuten (also im Sinne ROSENBUSCH). Wir wollen das Gestein als Quarztrachyt vom Schaufelgrabentypus beschreiben. Seine Kennzeichnung liegt im reichlichen Auftreten von Andesineinsprenglingen neben den Sanidinen und neben reichlichen Quarzeinsprenglingen, einziger Mafit ist Titanbiotit (Wotanit), Stoff- und Mineralbestand insgesamt aplit-granitisch. Es ist bekannt, daß am basischen und am sauren Ende des Dreireihenschemas magmatischer Gesteine (NIGGLI) sich die Charakterunterschiede verwischen, oder abgeschwächt werden, kurz die Reihen (pazifisch, atlantisch, mediterran) laufen zusammen. Und dennoch konnte MARCHET in mehreren Einzelheiten zeigen, daß der Schaufelgraubentypus die wesentlich monzonitisch eingestellten Trachyandesite in die Aplite hinein fortsetzt und dort seine monzonitisch-mediterrane Note noch immer deutlich zu merken ist. Das ergibt die Analyse so gut wie auch der Mineralbestand.

4. Tuffe von Pertlstein

Östlich von Feldbach (Kärtchen 6) stößt man knapp vor Pertlstein auf Tuffmassen, welche WINKLER als Tuffsandsteinfüllungen eines Maares erkannte. Über die mineralischen Besonderheiten vgl. H. MEIXNER. Hier sei bloß auf das gesteinskundlich Interessante eingegangen.

Man sieht die Tuffschichtung sehr deutlich. Bei Betrachtung der Handstücke ergibt sich, daß gemengte Tuffe vorliegen (Tuffite). Ein erheblicher Teil ihres Bestandes stammt direkt von Basaltausbrüchen her und ist basaltischer Natur. Der andere Teil ist Stoff des durchschlagenen Untergrundes. — Was mit freiem Auge nicht erkannt werden kann, enthüllt der Dünnschliff. Das Füllungsmaterial der zahlreichen Tuffschlünde (Auersberg, Feldbacher Kalvarienberg, Unterweißenbach, Riegersburg, Kapfenstein, alle in großer Nähe) ist ziemlich gleichartig, wenigstens im wesentlichen Bestand. Hier bei Pertlstein hat man

Mineralsplitter		Gesteinssplitter
Basaltvulkanisch	Trachyandesitvulk.	Pegmatitbröckel
Olivin	Biotit (opazitisch z. T.)	Quarzsplitter
—	Diopsid, Augit	Glimmerschiefer
Titanaugit	—	Gneis
Basaltische Hornblende	Labrador	Kalksteinbröckel
Palagonit	—	Mergel
Untergrund		Basaltlapillen
Granat		Trachyandesitbrocken
Gem. Hornblende		Olivinbomben
Muskowit		
Quarzkörner.		

Die Tuffteilchen und -teile sind hirse-, hanfkorn-, erbsgroß, aber auch größer, wie z. B. häufig die Bomben mit 1—2 dm Ø.

Zu dieser Mischung tritt überdies feines Zement, meist mit Kalkspat gemengter Mineralstaub. SIGMUND führt auch Natrolith als Zement an. Der Perlsteiner Tuff enthält auch den Sapperit und Apophyllit.

Hier soll noch von zweien seiner Komponenten die Rede sein:

1. Vom Palagonit. Er bildet dunkel- bis schwarzbraune, erbsgroße oder kleinere Perlen, die pechig oder fettig glänzen und dadurch von den matten Basaltlapillen sich gut abheben. — Im Mikroskop erscheinen seine Durchschnitte braun, hellbraun, gelbbraun, mit einem Hauptanteil glasiger Grundmasse, dem Sideromelan SIGMUNDS, worin aber fast stets Kleinkristalle von basaltischem oder von Titanaugit Schwärme bilden. Recht häufig gibt es darin auch noch tadellose Olivineinsprenglinge. Die Lapillen wurden demnach ausgeworfen, als Olivin auskristallisiert war und eben lebhaft Augitkeimung eingesetzt hatte. Damit wurde der Kristallisationsgang abgebrochen. Die restliche Stoffmasse ging in das glasige Mineral Palagonit ein.

2. Die Olivinbomben bauen sich aus körnigem, gelbgrünem Olivin mit wechselnden Anteilen von Bronzit und Chromdiopsid, auch randlich angekrusteter Hornblende auf; ganz selten tritt auch Biotit hinzu. In Perlstein sind diese Bomben jetzt nicht sehr häufig. Es gab aber doch einige faustgroße und nußgroße Vertreter davon. — Früher einmal waren sie in den Tuffit-Anbrüchen des Kuruzzenkogels bei Fehring sehr häufig (mehrere dm Ø!). Dann gab es auch um Schloß Kapfenstein herum prächtige und reiche Funde. Es hängt alles sehr vom Bruchbetrieb ab, ob man viel oder wenig zu sehen bekommt. (Hier erinnert man sich wohl an den Dreiser Weiher!). Über die Entstehung dieser Bomben ist das letzte Wort noch nicht gesprochen, aber es gibt doch wenige Möglichkeiten: Entweder Erstausscheidungen und Häufungen in Basaltschmelzen; oder mitgerissene Untergrundtrümmer, in Umschmelzung (dann müßte im Untergrund ausgerechnet unter den Basalten ein sehr ausgedehnter Olivinfels-Fladen schlummern), oder endlich Pyrometamorphose an einem Stoff unbestimmbaren Charakters, man könnte dahin wahrscheinlich nur durch komplizierte Stoffwechsel kommen. — Für Zusammenhang mit den Basalten spricht es, daß man die Bomben doch nur in einem eng umgrenzten Gebiet basaltischer Tuffvulkane findet. Für einen Peridotit im Untergrund sprechen mitgelangte Gabbrotrümmer, allerdings nur ganz lokal verbreitet. Dies zur Problematik der Olivinbomben.

Schrifttum

1. C. J. ANDRAE, Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst. Wien VI, 1855, 265.
2. F. ANGEL, Gesteine der Steiermark. Verlag d. Naturwiss. Vereins f. Steiermark. Graz 1924. 1—286.
3. F. ANGEL und H. GAMERITH, Über die Ursache der Rotfärbung saurer Laven. TSCHERM. Min.-Petr. Mitteil. 45, 1934, 355—358.
4. F. BECKE, Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen usw. Wiener Akademie. Denkschr. d. Math. Natw. Kl. 75, 1912, 1—77.
5. H. FRISCH, Quarztrachyt von Gleichenberg (Schaufelgraben). TSCHERM. Min.-Petr. Mitteil. 1877, 276/277.
6. C. HINTZE, Handbuch der Mineralogie. Ergänzungsband 1938, 738/739.
7. E. HUSSAK, Die Trachyte von Gleichenberg. Mitteil. d. Natw. Vereins f. Steierm. Graz 1878. 102—113.
8. W. KUNITZ, Beitrag zur Kenntnis der magmatischen Assoziationen III. Die Rolle des Titans und Zirkoniums in den gesteinsbildenden Silikaten. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 70, A, 1936, 385—466.

9. E. LARSEN, J. IRVING, F. A. GONYER and E. LARSEN, 3rd: Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. *Americ. Mineralogist* **22**, 1937, 889—905.
10. H. W. LINDLEY, Mikrophographie der Eisenerzminerale usf. *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, Beil.-Bd. **53**, A, 1926, 323—360.
11. F. MACHATSCHKEI, Kristallchemie und Silikate. *Forschungen und Fortschritte*, Jg. 6. Berlin 1930. Nr. 32, 418—419. (Ausgewählt aus mehreren diesbezügl. Arbeiten.)
12. A. MARCHET, Der Chemismus der Eruptivgesteine von Gleichenberg (Steiermark). *Fortschritte der Min., Krist. u. Petrogr.* **12**, 1927, 144/145.
13. —, Bericht über Untersuchungen an den Eruptivgesteinen von Gleichenberg in Oststeiermark. *Akademischer Anzeiger der Wiener Akademie*, Nr. **22**, Sitzg. v. 10. 11. 1927, 1—4.
14. —, Über ein neues Cristobalitvorkommen bei Gleichenberg in Oststeiermark. *Sitzber. der Wiener Akademie. Math. Natw. Kl. I.*—**139**, 1930, 559—565.
15. —, Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. *Ebenda I.*—**140**, 1931, 461—540.
16. M. MEHMEI, Thermischer Umbau am Biotit. *Fortschritte d. Min., Krist., Petr.* **22**, 1937, 47/48.
17. P. NIGGLI, Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin 1923. 1—602.
18. H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. B. II/2. Ergußgesteine. Stuttgart 1908, A, 4. Aufl., 718—1523.
19. J. SCHADLER, Zur Kenntnis der Einschlüsse in den südsteirischen Basalttuffen usf. *TSCHERM. Min.-Petr. Mitteil.* **32**, 1913, 485—511.
20. K. SCHOKLITSCH, Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte I. *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, Beil.-Bd. **63**, A, 319—370.
21. —, Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte II. *Zentralbl. f. Min. usw.* 1933, A, Nr. 10, 348—359.
22. —, Der Quarztrachyt vom Schaufelgraben bei Gleichenberg (Steiermark). *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, Beil.-Bd. **69**, A, 1935, 276—295.
23. —, Gläser und Nephelinakkumulationen vom Steinberg bei Feldbach. *Zentralbl. f. Min. usw.* 1935, A, Nr. 12, 368—382.
24. A. SIGMUND, Die Basalte der Steiermark. 1. Das Basaltgebiet von Klösch. *TSCHERM. Min.-Petr. Mitteil.* **15**, 1896, 361—384.
25. —, Die Basalte der Steiermark. Schluß. *TSCHERM. Min.-Petr. Mitteil.* **18**, 1899, 377—407.
26. —, Die Eruptivgesteine von Gleichenberg. *TSCHERM. Min.-Petr. Mitteil.* **21**, 1902, 261—306.
27. A. SIGMUND und C. CLAR, Exkursion in das Eruptivgebiet von Gleichenberg. IX. Internat. Geologen-Kongreß, Wien 1903. Aus dem Führer für die Exkursionen in Österreich. 1—12.
28. J. STINY, Basaltglas vom Steinberg bei Feldbach. *Zentralbl. f. Min. usw.* 1917, 128—134.
29. — und —, Gesteine vom Steinberge bei Feldbach. *Verhandl. d. Geologischen Bundesanst.*, Wien 1923, Nr. 8, 132—140.
30. E. TRÖGER, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Verl. d. Deutschen Min. Gesellschaft Berlin W 35*. 1935. 1—360.
31. A. WINKLER, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. *Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt* 1913, **63**, 403—502.
32. —, Erläuterungen zu Blatt Gleichenberg. *Geologische Bundesanstalt Wien* 1927, 1—64.
33. —, Der jüngere Vulkanismus am Ostrande der Alpen. *Comptes rendus. 14. Internat. Geologenkongreß 1926. Madrid* 1929. 1—9.
34. —, Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. *Jahrb. d. Geol. Bundesanst.* 1933, **83**, 233—274. (Hierin S. 271 Verzeichnis der zahlreichen einschlägigen WINKLER-HERMADENSCHEN Arbeiten.)

Bericht VI

**Mineralogisches von der Oststeiermarkfahrt
der DMG. (25. August 1938)**

Von

HEINZ MEIXNER,

Graz

Das oststeirische Vulkangebiet wurde ganz zu Unrecht kürzlich als mineralarm, besonders an hydrothermalen Bildungen hingestellt. Die Mehrzahl der früheren Bearbeiter (HUSSAK, KIŠPATIĆ, SIGMUND, LEITMEIER, SCHADLER, STINY, ANGEL, MARCHET, SCHOKLITSCH) sind v. a. petrographischen Problemen nachgegangen, doch finden sich in diesen Arbeiten bereits eine Reihe von Angaben über Minerale dieses Gebietes. Systematische Beobachtungen in den in den letzten Jahren in Betrieb befindlichen Steinbrüchen durch L. WALTER und den Verfasser haben auch hier manch Neues liefern können.

Die Mineralvorkommen des oststeirischen Vulkangebietes können zwanglos drei Gruppen zugeordnet werden:

a) Minerale in den Trachyten, Trachyandesiten und im Quarztrachyt im zentralen Teil des Vulkangebietes um Gleichenberg.

b) Minerale in den Basalten an der Peripherie desselben: Steinberg bei Feldbach, Hochstraden, Klöcher Bergland.

c) Minerale in den ebenfalls peripher gelegenen und mit den Basalten gleichzeitig gebildeten Tuffen: Pertlstein, Kapfenstein, Auersbach und Unterweißenbach bei Feldbach, Riegersburg, Lindegg-Jobst u. v. a.

Den Mineralsammler interessieren hauptsächlich Kluft- und Spaltausfüllungen, Ausblühungen und größere Gesteinsgemengteile, besonders Einsprenglinge, weniger dagegen Minerale von fast mikroskopischer Kleinheit, auch wenn es sich um Seltenheiten des Gebietes handelt; doch besteht Aussicht, daß manches davon, z. B. Tridymit und Cristobalit bei dem in den nächsten Jahren zu erwartenden, verstärkten Steinbruchbetrieb auch in sammelbaren Stücken gefunden werden wird.

a) Aus den Trachyten — Hauptverbreitungsgebiet Bärenreuther Plateau-Gleichenberger Kogel, bei der Exkursion sahen wir dieses Gestein in den oberen Teilen eines alten Steinbruches rechtsseitig in der Klause nördlich vom Dorf Gleichenberg, — sind die 2—3 cm großen Sanidineinsprenglinge, die sich manchmal schön kristallisiert herauslösen lassen, bemerkenswert.

Die Trachyandesite sind in neuen großen Steinbrüchen beiderseits der Klause ausgezeichnet aufgeschlossen. Bis 0,5 cm große Labradore, diopsidischer Augit und Hypersthen, Biotit und Anomit sind oft mit freiem Auge sichtbar, während zu Iddingsit umgewandelte Olivine meist, Tridymit, Apatit, Zirkon usw. bisher immer nur in mikroskopischer Größe beobachtet wurden. Im Trachyandesit des obersten Eichgrabens (östlich vom Gleichenberger Kogel) hat MARCHET vor einigen Jahren 0,1 mm große Cristobalitkristalle (Oktaeder mit Würfel) entdeckt.

Bei den Magnesiaglimmern — Biotit und Anomit — sind nach MARCHETS Messungen ungewöhnlich hohe Werte der Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0,050$ bis $0,150!$) überraschend. Auf einer Exkursion im vergangenen Jahre sammelte ich in der Klause auch ein blasiges Gestein, das Prof. ANGEL als Trachyandesitbimsstein bezeichnet. Daraus isolierte Magnesiaglimmer liefern für n_γ unterschiedliche Werte, höchstens etwas über 1,67; das würde einem Wotanit (Titanbiotit) mit etwa 9% TiO_2 entsprechen. Die kolorimetrische Ti-Bestimmung an sorgfältig ausgesuchtem „Katzengold“ ergab nur etwas über 4% TiO_2 , dem nach der Darstellung von KUNITZ für n_γ nur 1,63 zukommen würde. Abgesehen davon, daß mein ausgeklaubtes Material möglicherweise das TiO_2 nicht gleichmäßig enthielt, vgl. dazu die Berechnungen von ANGEL, ist die darüber hinausgehende Steigerung der Brechungsziffern, der Doppelbrechung und des Achsenwinkels nach den Arbeiten von E. S. LARSEN - J. IRVING - E. S. LARSEN, 3rd und MEHMELE auf die Umwandlung von Fe^{++} zu Fe^{+++} zurückzuführen. MARCHETS ganz hoch doppelbrechende Biotite müssen fast reine Ferribiotite, thermisch umgebaute Biotite sein! (besser für unsern Fall Ferriwotanite = Ferri-titanbiotite).

Die folgenden Mitteilungen beziehen sich auf Funde in dem mit der DMG. besuchten, großen Trachyandesitbruch auf linkem Ufer in der Klause, nördlich von Dorf Gleichenberg. Hohlräume enthalten hier nur selten Kalkspat, viel häufiger frisch gelbbraunen, verwittert schokoladefarbenen Eisenspat (dann mit Wad) in kleinen Grundrhomboedern oder als hohle Umhüllungspseudomorphosen nach Kalkspat; — manchmal „Harmonikaspas von Pribram“ nachbildend —, wie sie von mir bereits beschrieben wurden. Andere Klüfte sind mit grünen und bläulichen Überzügen bedeckt, die seit SIGMUND als „delessitisch“ bezeichnet werden.

Traubige, unscheinbare Kalzedonüberzüge sind lange schon bekannt, im vergangenen Jahr wurde auch Glasopal (Hyalit) gefunden. Heuer wurden erst knapp vor der Tagung Klüfte angefahren, die grünen, weißen, bräunlichen und bläulichen Opal, manchmal sogar mit etwas Farbenspiel, enthalten. Als Unterlage dieser Opale wurde mehrmals Eisenspat beobachtet. Bemerkenswert sind himmelblaue, nieriige Überzüge, die den bekannten blauen „Kalzedonen“ aus dem südlich von Graz gelegenen Basalt von Weitendorf ähneln. Doch haben alle bisher untersuchten Gleichenberger und Weitendorfer blauen „Kalzedone“ Quarzin-, die farblosen dagegen richtig Kalzedonorientierung! Darauf hatte an viel geringerem Material bereits vor Jahren F. MACHATSCHKI für die Weitendorfer Stücke an nicht beachteter Stelle aufmerksam gemacht. Eisenspat, Kalkspat, Kalzedon, Quarzin und die hier beschriebenen Opale halte ich für hydrothermale Bildungen.

In fast allen Trachyandesitbrüchen der Klause sind aber auch Spalten von schmutzig braunem bis graugrünem Halbopal (die Analysen zeigen sehr viel Verunreinigungen) erfüllt, der nach KISPATIĆ, SIGMUND und LEITMEIER deszendente entstanden ist; im Schrifttum wird von Alunit gesprochen, doch scheint mir dies sehr zweifelhaft zu sein. Der „Nachweis“ erfolgte weder kristallographisch noch optisch, sondern fußt auf einer heute als dürftig zu bezeichnenden Bauschanalyse (über 50% $\text{SiO}_2!$) aus dem Jahre 1851, ursprünglich wurden daraus übrigens auch nur „alunitartige“ Folgerungen gezogen.

Aus dem Quarztrachyt („Liparit“) bruch des Schaufelgrabens bei Gleichenberg sind auf Kluftwänden bis 1 cm dicke, ungemein leicht verwitternde Pyritüberzüge (Würfel) erwähnenswert. Von deren Oxydationsprodukten wurden bisher nur weiße Eisenvitriolkrusten und eigelber, traubiger Copiapit (optisch gleich dem vom Verfasser beschriebenen Vorkommen von Groß-Stübing bei Graz) sichergestellt.

b) Der Basaltbruch am Steinberg bei Feldbach war bis vor kurzem das einzige ostmährische Vorkommen von sammelbaren Nephelinen¹⁾. Es handelt sich um bis 2 cm lange und 2 mm dicke, sechsseitige, mit der Basis abgeschlossene weiße Säulen, die häufig mit Apatitnadeln gespickt sind; über die Bildung der Nephelinanhäufungen siehe Bericht ANGEL. Am schönsten sind die Nepheline manchmal in den Basaltgläsern („Sideromelan“ bei STINY) enthalten; Natrolithisierung hat STINY angegeben.

Ab und zu findet man im Basalt hier auch bis 1 cm große, gelbgrüne, eckige Olivinstücke und selten auch Olivinbombeu; letztere werden in den Tuffen viel häufiger gefunden, vgl. c). Aus Blasenräumen wurden bisher nur steile Skalenoeder von Kalkspat bekannt.

Beim Besuch des Steinberges durch die DMG. fielen zuerst Herrn KORDES Drusen von kleinen, nadeligen, sattgrünen Kristallen auf, die sich zwischen einem Quarzgerölleinschluß und dem umhüllenden Basalt angesiedelt hatten. Nach der goniometrischen Messung handelt es sich um ein Augitmineral, sehr stark nach Z gestreckte Kristalle a(100), m(110), b(010) und s(111). Nach Auslöschungsschiefe, Pleochroismus und Doppelbrechung ist dieses Mineral Aegirinaugit.

Die Pyroxene der basaltischen Gesteine des Steinberges sind nach SCHOKLITSCH diopsidische Augite mit Titanaugithülle.

Anschließend sei hier noch hingewiesen auf die zahlreichen und schönen Kluftminerale des Basalts von Weitendorf südl. von Graz: Kalkspat, Aragonit, Dolomit, Bergkristall, Amethyst, Zitrin, Kalzedon, Quarzin, Opale, Harmotom, Heulandit, Natrolith, Baryt, Ilmenit u. a., die v. a. von SIGMUND und MACHATSCHKI erforscht worden sind.

c) ANGEL hat in seinem Bericht den Zusammenhang der Basalte mit den basaltischen Tuffen (z. T. Palagonittuffen) und in den Karten 6 und 7 die Verbreitung dieser Tuffe dargestellt.

Wie schon oben erwähnt, sind Olivinbomben in unseren Basalten recht selten, häufig dagegen in einigen Tuffvorkommen. Der bekannteste und reichste Fundort ist in einem Steinbruch knapp unterhalb des Schlosses Kapfenstein gelegen (Karte 6 bei ANGEL). Da Olivinbomben ziemlich rasch verwittern und dann zerfallen, ist der Sammler auf in Betrieb befindliche Steinbrüche angewiesen. In der Feldbacher Umgebung (Auersberg, Kalvarienberg, Unterweißenbach) waren vor einigen Jahren auch noch Bomben zu sammeln, nun ruht der Abbau dort bereits zu lange.

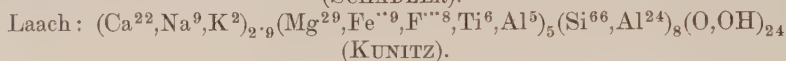
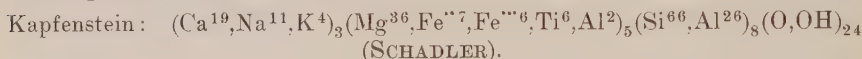
Die Oststeiermarklehrfahrt der DMG. wurde zum Steinbruch Pertlstein (halbwegs zwischen Feldbach und Fehring) geführt, da hier nach neuen

¹⁾ Ende Oktober 1938 fanden bei einer gemeinsamen Begehung E. CLAR, A. HÖDL und H. MEIXNER dieses Mineral in makroskopischen Einsprenglingen auch mehrfach im Gebiete des Hochstradens und des Klöcher Berglandes!

Funden der letzten Zeit zwar weniger Olivinbomben, dafür aber noch einige andere, recht interessante Minerale zu finden sind.

Die Olivinbomben sind nuß- bis kopfgroß, für ihre Entstehung — entweder „Urausscheidungen“ aus Basalt oder mitgerissene Teile aus tiefen Schichtstößen der Erdkruste — sind hier keine entscheidenden Beobachtungen gemacht worden. Die Gemengteile unserer Olivinbomben hat SCHADLER näher chemisch studiert. Gelbgrüne Olivinkörner, brauner Bronzit, lauchgrüner Chromdiopsid, meist nur mikroskopisch kleine Pikotitkristalle (Verfasser beschrieb erst kürzlich als Seltenheit bis 1 mm große Oktaeder dieses Minerals), nur randlich eine blauschwarze, basaltische Hornblende und Biotit.

Unsere „basaltische Hornblende“ von Kapfenstein hat nahezu die gleiche chemische Zusammensetzung, wie eine kürzlich von KUNITZ analysierte Titanhornblende von Laach, wie die folgende Gegenüberstellung in MACHATSCHKISCHEN speziellen Formeln zeigt:



Hochzahlen = Atomzahlen $\times 100$!

Olivin wurde von Herrn WALTER unlängst im Pertlsteiner Bruch auch kristallisiert (nie im Zusammenhang mit Bomben!) beobachtet: bis 1 mm große gelbgrüne, nach b tafelige Kristalle mit b(010), m(110) und k(021), also KALBS minerogenetisch älteste, als Einsprenglinge an basische Eruptivgesteine gebundene Olivintracht „Typ I Sasbach“. Außerdem kommen bis 2 mm große, schwarze Augite der Kombination a(100), m(110), b(010) und s(111) und bis 3 cm große, schwarze basaltische Hornblendestücke vor.

Besonderheiten des Pertlsteiner Tuffes sind die vom Verfasser im heurigen Frühjahr entdeckte mineralische Zellulose (Sapperit) und Apophyllit. Sapperit war früher fast nur aus Braunkohlenlagern der Lausitz bekannt; dort entstand dieses Mineral nach GOTHAN durch eine Art natürlicher Sulfidlaugung. Im Tuff von Pertlstein sind manchmal fossile Nadelhölzer weder ver- noch inkohlt, sondern es blieb schneeweiße Zellulose zurück. In den Schwundspalten zwischen dem ehemaligen Holzstück und dem Tuff haben sich häufig hübsche (fluorhaltige) Apophyllitkristalle angesiedelt. Letzteres Mineral ist manchmal auch zwischen den Zellulosefasern ausgeschieden. Es scheint hier ein Vorstadium zu UDLUTS in Tuffen des Mt. Elgon beobachteten apophyllitisierten Holzbruchstücken vorzuliegen. In Pertlstein wurde reinste Zellulose (Sapperit) nach einem anderen, auch in der chemischen Industrie üblichen Verfahren gebildet: durch Auswaschen mit flußsäurehaltigen Lösungen (Apophyllit!) wurde der Holzstoff entfernt.

Apophyllit findet sich nicht nur in den Schwundspalten, sondern fast überall, wo im Tuff eben Hohlräume vorhanden sind, so besonders schön in den Zwickeln zwischen größeren Quarzgeröllen. Insgesamt ist in Pertlstein eine sehr starke Durchspülung des Tuffes mit den Lösungen, die Apophyllit und Sapperit gebildet haben, festzustellen. Hohlräume bergen manchmal außerdem noch kleine nadelige, polysynthetisch verzwilligte Aragonitkristalle.

Lesestoff

- F. FRIDAU, Über einen Alaunfels vom Gleichenberge, in Steiermark. Ref. in LEONHARD u. BRONNS Jb., 1851, 593—594.
- M. KIŠPAČIĆ, Über die Bildung der Halbopale im Augit-Andesit von Gleichenberg. Min.-Petr. Mitteil. **4**, 1882, 122—146.
- A. SIGMUND, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Min.-Petr. Mitteil. **21**, 1902, 261—306.
- , Die Basalte der Steiermark. Min.-Petr. Mitteil. **16**, 1896, 337—359.
- H. LEITMEIER, Eine Opalbreccie von Gleichenberg in Steiermark. Zentralbl. f. Min., A, 1908, 716—723.
- J. SCHADLER, Zur Kenntnis der Einschlüsse in den südsteirischen Basalttuffen und ihrer Mineralien. Min.-Petr. Mitteil. **32**, 1914, 485—511.
- J. STINY, Basaltglas vom Steinberge bei Feldbach. Zentralbl. f. Min., 1917, 128—134.
- , Gesteine vom Steinberg bei Feldbach. Verh. Geol. B. A., Wien 1923, 132—140.
- , Mineralogisches aus der Oststeiermark. Min.-Petr. Mitteil. **36**, 1923, 93—94.
- A. MARCHET, Über ein neues Cristobalitvorkommen bei Gleichenberg in Oststeiermark. Sitzber. d. Wien. Akad. d. W., I, **139**, 1930, 559—565.
- , Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg. Sitzber. d. Wien. Akad. d. W., I, **140**, 1931, 461—540.
- K. SCHOKLITSCH, Gläser und Nephelinakkumulationen vom Steinberg bei Feldbach. Zentralbl. f. Min., A, 1935, 368—382.
- H. MEIXNER, Neue Mineralfunde in den österr. Ostalpen, VII und IX. Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark **74**, Graz 1937, 40—45 u. 46—56.
- H. MEIXNER und W. PILLEWIZER, Über Minerale, die teils im Schrifttum, teils in Sammlungen als „Keramohalit“ bezeichnet werden (darin Halotrichit von Gleichenberg). Zentralbl. f. Min., A, 1937, 263—270.
- H. MEIXNER, Sappirit (mineralische Zellulose) und Apophyllit aus dem Basalttuff von Pertlstein, Oststeiermark. Zentralbl. f. Min., A, 1938, 208—211.

Bericht VII

Über den Lehrausflug zur Kristallin-Insel von Radegund bei Graz, 26. August 1938

Von

FRANZ ANGEL, HEINZ MEIXNER und LEO WALTER
Graz

Dazu Kärtchen 8

Geologische Einleitung. Eine Autofahrt von Graz nach Radegund (30 Minuten) bringt den Besucher bald hinter Ma. Trost auf eine Höhenstraße, von der aus man kurz vor dem Fassl W. H. (Kärtchen 8) einen Einblick in den Bau der Radegunder Gegend genießen kann: Im N ist nämlich das Gesichtsfeld durch eine Kammlinie abgeschnitten, die in NW von der Schöckelkante (1443 m) gebildet wird und sich steil zum Sattel beim Schöckelkreuz (1125 m) absenkt. Es ist die flach lagernde Schöckelkalkplatte, welche diesem Geländeabschnitt sein Gepräge gibt; über den genannten Sattel fehlt sie, wahrscheinlich wurde sie einmal tektonisch zerrissen und einige Trümmer sind abgetragen. Das Relief, das den sanft geschwungenen Rücken nach NO innehat, wird aus kristallinen Schiefern aufgebaut, die unter der Schöckelkalkdecke heraustauschen. Aber N von Garrach liegt die

Fortsetzung der Schöckelkalkplatte und bringt sogleich wieder ein steilwandiges, aufstrebendes Gelände hervor.



Über der Villa Isenrode bei Radegund ist seit einigen Jahren die Schöckelkalkplatte knapp über der Basis durch einen Steinbruch erschlossen. Klüfte sind mit grobpatigen klaren Kalkspat gefüllt. Offene Hohlräume bergen Kalkspatdrusen mit einige Zentimeter großen Rhomboedern (0221).

Den ebenfalls im Schöckelkalk gelegenen Fundort der prächtigsten steirischen Kalkspäte (fehlt in HINTZES Handbuch, 1./3, S. 2914—2915!) konnten wir bei der DMG-Fahrt nur aus einiger Entfernung sehen: Kollermichlsteinbruch bei Maria Trost. Hier sind seit rund 150 Jahren oft sehr große (10 bis 15 cm), flächenreiche, manchmal angeätzte Kalkspatkristalle bekannt. Kombinations-träger ist (02 $\bar{2}$ 1) (das bei Isenrode allein vorkommt); MOHS (i. J. 1825) und ZIPPE (i. J. 1852) — neuere Untersuchungen gibt es nicht! — führen noch folgende Flächen an: (08 $\bar{8}$ 1), (01 $\bar{1}$ 2), (10 $\bar{1}$ 1), (40 $\bar{4}$ 1), (32 $\bar{5}$ 1), (21 $\bar{3}$ 4), (24 $\bar{6}$ 1), (13 $\bar{4}$ 1) und beschreiben noch verschiedene Zwillinge.

Vor einigen Jahren kamen in Klüften des „Isenrode“-Steinbruches auch lockere, bienenwaben- bis spinnwebenähnliche weiße Massen von Kalziumkarbonat vor, wie sie von anderen Fundorten als „Lublinit“ oder „Bergmilch“ beschrieben worden sind. Eine von MACHATSCHKI gemachte Pulveraufnahme zeigte auch da nur Kalkspatlinien. Es wäre interessant einmal festzustellen, ob unser „Lublinit“ auch durch einen kalkabsondernden Schimmelpilz entstanden ist, wie das vor kurzem ULRICH für gleichartige Bildungen von Kladno nachgewiesen hat.

Außer den genannten Kalkplatten verhüllt auf der Anfahrt aus Süden auch schotteriges und sandiges Tertiär den kristallinen Felsgrund, der überdies auch im Norden — das sah man vom Schöckelkreuz aus — unter einem Schiefersystem mit schwächerer Umprägung, den Passailer Phylliten verschwindet. So stellt sich das Radegunder Kristallin als eine Insel dar.

Sie enthält zwei gut trennbare Gesteinsgesellschaften.

I.

Zweistufiges Kristallin, in alpiner Amphibolitfazies. Hier ist das kennzeichnende, aber nicht häufige basische Serienglied eine Gesellschaft von Amphibolitzügen, die südlich Rinnegg und S von Plenzengreith angetroffen werden kann: die typische Gemengtegesellschaft ist Oligoklas + gemeine grüne Hornblende \pm Zoisit/Epidot, lokal auch gemeiner Granat. Wie überall in den Ostalpen kommen damit folgende Schiefertypen im Verband vor:

Granatglimmerschiefer bis Granatphyllit (südl. Rinnegg),
Staurolith-Granatglimmerschiefer \pm Dithen (Ehrenfels, Isenrode, Rabnitzberg),
Chloritoid-Granatglimmerschiefer (Schöckelbartl, Schöckelkreuz).

Diese ganze Serie ist überaus kalkarm. Mineralogisch ist sie interessant wegen der oben angedeuteten Porphyroblasten, von welchen der Staurolith weltbekannt ist.

Dieses Mineral ist im Jahre 1867 von PETERS und MALY bei der Ruine Ehrenfels (anstehend unterhalb im Klammgraben) bei Radegund aufgefunden worden. Aus dem Gemäuer (Staurolith-Granatglimmerschiefer) wittern Staurolith [5 bis 20 mm große, meist undeutliche Kristalle, (110) + (010) + (001)] und Granat (110) heraus.

Schöne scharfkantige und bis 6 cm große Staurolithkristalle, bei denen außer den schon genannten Flächen noch (101) manchmal vorkommt, wurden vor einigen Jahren von MEIXNER und PILLEWIZER auf der Passailer Seite des Rabnitzberges, unterhalb vom Schöckelkreuz im gleichen Gestein aufgesammelt. Dort wurde auch unsere Exkursion hingeführt.

Granatglimmerschiefer mit Staurolithporphyroblasten ist bei uns ein Leitgestein der zweitstufigen Gneisseries: wir kennen es noch bei Ober-

zeiring in Obersteiermark, Dietenberg (FRIEDRICH) und Wies in der Weststeiermark, St. Heinrich am Bacher (Südsteiermark, Jugoslawien) und auch die Oststeiermark ist nicht frei daran (SCHWINNER).

Als zusätzliches Glied tritt in diese Schieferserie ein Schwarm von Pegmatiten ein. Sie lagern flachwellig, so wie das ganze Gebirg, machen auch — wie unterhalb vom Schöckelbartl zu sehen war — dessen Faltungen mit (aber nicht die Fältelung) und besitzen eine reiche Mineralführung. Quarz und Feldspäte sind oft schriftgranitisch verwachsen. Die großen oft mehrere Dezimeter Durchmesser aufweisenden Kalifeldspäte sind Mikroperthite, die daneben auftretenden Plagioklase gehören zum Albit (91,1 Mol.-% ab, 5,8 Mol.-% or, 3,1 Mol.-% an, Analyse F. MACHATSCHKI) bis Oligoklasalbit. Der Quarz wird stellenweise rauchgrau. Ziemlich regelmäßg beteiligt sich auch Muskowit am Hauptgemengteilstbestand.

Die zahlreichen Übergemengteile gestatten indes eine Unterteilung:

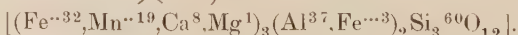
1. Gemeine Pegmatite und Schriftgranit-Pegmatite.
2. Beryll-Pegmatite (Isenrode; Höf; Rabnitzberg).
3. Schörl-Pegmatite (Hohlweg links oberhalb vom Schöckelbartl; gleich ober Radegund; Isenrode; Rabnitzberg gegen Willersdorf).
4. Granat-Pegmatite (knapp südlich vom Schöckelbartl: Willersdorf gegen Rabnitzberg).
5. Spodumenpegmatite (Schöckelbartl: Schöckelkreuz; Rabnitzberg (NW-Hang)).
6. Biotit-Pegmatite (Graben zwischen Rinnegg und Radegund).

Zwischen diesen Haupttypen gibt es einige Übergänge: z. B. 2 u. 5; 4 u. 5; 3 u. 4; doch sind diese seltener als die Haupttypen.

Turmalin (Schörl), Granat und Biotit sind schon lange aus dem Radegunder Kristallin bekannt; Spodumen wurde erst vor einigen Jahren von FRIEDRICH aufgesammelt und von ANGEL (Sammelmitteilung) bestimmt, die ersten Radegunder Berylle fand MEIXNER.

Turmalin: Oft über 1 cm dicke, säulige Kristalle mit (11 $\bar{2}$ 0), (10 $\bar{1}$ 0), (10 $\bar{1}$ 1) oder faustgroße Knuern ohne schöne Kristallform. Turmalinkristalle von manchmal beträchtlicher Größe (10 \times 4 cm) sind in den weststeirischen Pegmatiten der Kor-, Stub- und Gleinalpe verbreitet; das berühmteste Vorkommen liegt am Rosenkogel (Sauerbrunngraben) bei Stainz.

Granat: Dunkelviolet- bis braunrote Kristalle von unter 1 mm bis mehrere Zentimeter Durchmesser. Wie in den weststeirischen Pegmatiten bei Ligist, sind es auch hier häufig Deltoidikositetraeder (211), während mit Schieferschollen und in Schiefen stets Rhombendodekaeder vorkommen. Granat von Radegund ist von MACHATSCHKI chemisch untersucht worden: er enthält — kennzeichnend für Pegmatit-Granate — beträchtlich Mangan (13 % MnO), das entspricht 32 % Spessartinsilikat. Der Chemismus dieses Granats ist am kürzesten in der folgenden Formel wiederzugeben (Hochzahlen = Metallatomzahlen \times 100):



Spodumen: Blaßgrünliche (angewittert weiße) stengelige Kristalle (bis 10 \times 2 \times 1 cm) mit (100), (010), (110) und (001). SCHOKLITSCHS Analyse führte auf die Formel $[(\text{Li}^{40}, \text{Na}^4, \text{K}^1, \text{Al}^{55}, \text{Fe}^{+2})\text{Si}^{102}\text{O}_3]$ nach Abzug von 4 % SiO_2 (z. T. Quarzeinschlüsse).

Die Radegunder Spodumene sind die einzigen sicheren der Ostmark. Sie ähneln im Handstück ganz auffallend manchen Zoisiten, mit denen mehrmals Verwechslungen vorgekommen sind. So sind die alten Angaben über Salzburger Spodumene (Taurach im Seidelwinkel des Rauristales und Kefertal im Fuschertal) in Zoisit zu berichtigen. Durchaus fragwürdig, da unüberprüft ist noch die alte Spodumennennung vom Hüttenberger Erzberg in Kärnten.

Beryll: Im Pegmatit bei Isenrode kamen bis fingerlange, blaßbläuliche sechsseitige Säulen (mit Basis) dieses Minerals vor. Ohne neue Sprengungen ist hier nichts mehr zu finden. Selten sind auch Li-haltige, rauchgraue Berylle aus dem Spodumen-Pegmatitblock unterm Schöckelbartl; hier sind es gedrungene, bis 1 cm lange und dicke Kristalle: $(10\bar{1}0)$, (0001) , selten dazu $(10\bar{1}1)$ und $(11\bar{2}1)$.

Die für den Mineralsammler ergiebigsten Beryllvorkommen liegen am Nordabhang des Rabnitzberges zwischen Schöckel- und Angerkreuz und oberhalb dieses Weges. Nicht jeder Pegmatitblock führt dieses Mineral; hier gilt als Regel: sehr feldspatarme Pegmatite (muskowitreiche Quarzlagergänge) enthalten Berylle. Diese sind entweder hellbläulichweiß oder dunkelgrün. Das Zustandekommen der grünen Farbe hat Angel aufgeklärt: Es sind zahlreiche, kleine Chloritblättchen eingeschlossen, derart, daß die quasisechszähligen Achsen der Chlorite der Beryllhauptachse gleichlaufen, $(001)/\text{Chlorit} // (0001)/\text{Beryll}$. Die größten Berylle erreichen hier etwa 3×4 cm. Außer $(10\bar{1}0)$ und (0001) sind manchmal noch $(10\bar{1}1)$ und $(11\bar{2}1)$ deutlich entwickelt.

Während die Spodumenfundorte im Radegunder Kristallin in einem ziemlich engen Bereich (Schöckelbartl, Schöckelkreuz, Waldschlag am Rabnitzberg NW-Hang) auftreten, ist Beryll viel weiter verbreitet; außer den schon genannten Orten kennen wir Beryll noch von Willersdorf, von Höf und bei unserer Exkursion hat Herr Kordes einen besonders schönen Beryll, den er unserer Institutssammlung widmete, ober Radegund gegen Höf gefunden.

Über das spezielle der Mineralführung kann MEIXNER wichtige Einzelheiten berichten. Apatit-Pegmatite, bzw. Phosphatpegmatite wurden hier noch nirgends gefunden, ebensowenig auch Andalusit-Pegmatite (Paramorphosen von Disthen nach Andalusit).

Das hat regionale Bedeutung. Genau dieselben Pegmatite wie bei Radegund finden wir nämlich wieder in der südlichen Gleinalpen-Schieferhülle (vgl. Bericht ANGEL: „Der Kraubather Olivinfels — bis Serpentin-körper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe“). Dort fehlen bloß noch die Spodumenvorkommen. Es ist indes interessant, folgenden Umstand zu bedenken: die entsprechende Serie der Gleinalpe hat ein Intrusiv (Granodiorit); die auf ihm lagernde kalkarme Hüllserie entspricht petrographisch den Granatphylliten, Granatglimmerschiefern und Staurolithglimmerschiefern. Die ganze darüber liegende kalkreiche obere Gleinalpenhülle ist in Radegund nur durch den Chloritoid-Granatglimmerschiefer, bzw. -Phyllit vertreten. Die in der Gleinalpe reiche Amphibolitführung ist hier ganz ärmlich, aber daß es sich um eine gleichwertige, nur quantitativ etwas zusammengezogene Serie handelt, ist zweifellos. Von diesem Standpunkt aus gesehen, ist auch die Lage der Pegmatite dieselbe, d. h., sie gehen in beiden Schichtfolgen bis hinauf zum Chloritoid-Granatglimmerschiefer.

Auch die Art der Eingliederung ist dieselbe; ein Teil davon ist in den Schichtverband als flacher Fladen eingeschlichtet, ein sehr großer Teil aber liegt, den Schichtverband schräg durchgreifend, wenn auch unter kleinen Winkeln, und ganz wenige machen steile Quergriffe. Es ist dies die ganz charakteristische Lagerung von steirischen Pegmatiten überhaupt. Damit ist auch ihre Struktur im Einklang. Man fühlt sich oft versucht, diese Vorkommen mit der Bezeichnung „Pegmatit—Gneis“ zu belegen. Diese Bezeichnung könnte aber bloß angewendet werden, wenn es feststünde, daß sie tatsächlich umgeprägte Gesteine sind, also eine Durchbewegung und Umkristallisation erlitten haben. Einen Beweis hierfür kann man hier nirgends erbringen. Es gibt in den Pegmatiten keine Reste eines älteren Mineralbestandes, hingegen sieht man deutlich, daß das Gewebe unter Durchbewegung im Kleinen hat kristallisieren müssen (Parakristalline Bewegung oder paratektonische Kristallisation im Sinne von SANDER). Und da sich aus den Paraschiefergesteinen, wie sie oben genannt sind, dasselbe erschließen läßt — die Granat- und Staurolith-, sowie Chloritoidporphyroblasten haben Gewebefältelung, die vor ihrer Kristallisation schon da war, im Wachsen aufgenommen, ihre Spuren als Faltenvorzeichnung aufbewahrt (si SANDERS) und sind hernach noch im kristallisierenden Grundgewebe gewälzt worden, bevor die Gesamtumkristallisation des Gesteines beendet war — so herrscht auch diesbezüglich mit den Pegmatiten schönste Übereinstimmung.

Wir halten nur fest, daß in dieser Schichtfolge zwar Pegmatite stecken, aber kein intrusiver Kern. Bei der Mineralgesellschaft, wie sie hier vorliegt, handelt es sich demnach um eine Kristallisation, welche nicht abhängig ist vom Hinzutritt einer fremden, intrudierten Masse. Was hier als von „magmatischer Abkunft“ bezeichnet werden könnte, sind bloß die Pegmatite. Wenn man sie in unserer Gegend absolut als Gangfolge einer etwa granitisch-dioritischen Kernmasse auffassen wollte, so kommt man damit von jeder überprüfbaren Unterlage ab. Es gibt eben Gebirgsstücke, welche ohne große Intrusivmassen als Kerne zu enthalten, doch dieselbe Mineralfazies zu entwickeln vermochten, wie solche mit Kernmassen. Wo z. B., wie hier in Radegund, bloß Magma zustande gekommen ist, das für die Entwicklung von Pegmatitschwärmen reichte.

Diese Pegmatitschwärme setzen übrigens durch eine andere Gesteinsserie durch, welche beim Lehrausflug nicht besichtigt wurde, um nicht von den schönen Mineralfunden in der Schichtfolge I abgelenkt zu werden. Indessen haben wir von mehreren Aussichtsstellen aus das Feld dieser anderen Serie gesehen. Die Ortschaft Radegund steht darauf und unsere Anfahrt führte durch sie hindurch. Es sei nur kurz darauf eingegangen.

II.

Drittstufiges Kristallin in alpiner Eklogitfazies. Wo diese Fazies so vollständig entwickelt ist, wie die zweitstufige auf der Glein-alpe, da treten bezeichnenderweise eklogitische Gesteine an Stelle der Amphibolite in die Gesteinsgesellschaft ein, und paaren sich mit einem zweiten, bezeichnenden Glied, den „Schiefergneisen vom Typus Koralpe“ (darunter die Abart Stainzer- und Hirschegger Schiefergneis).

Um Radegund haben wir bisher die eklogitischen Formen noch nicht gefunden, wohl aber den Koralpen-Schiefergneistyp trafen wir in großer Menge an. Er ist ein heller, in dicke feste Platten brechender Gneis,

welcher ein sauber geschichtetes Grundgewebe enthält. Es wechseln darin quarzreiche Schichten mit solchen, welche reich an Granat-Muskowit und rottönigem Biotit sind. Als charakteristische Übergemengteile können in wechselnder Menge hinzutreten: Kleinformen von Disthen, gehäuft zu flachen Flatschen, welche auf den zur Pflasterung benutzten Platten bei der Abnutzung Schwielen hervorrufen, und außerdem selten, aber bedeutsam, auch Sillimanit. Um mit dem Namen „Gneis“ bedacht zu werden, muß bekanntlich auch Feldspat ein Hauptgemengteil sein. Der Feldspat dieser „Schiefergneise“ ist ein Oligoklas von 25 $\frac{0}{10}$ An, der sich besonders in den glimmerreichen Lagen entwickelt hat und sich oft in feldspatreichen Streifen und Lagen anreichert. (Daß der Feldspat nicht basischer ist, wird durch den geringen CaO-Gehalt dieser Gesteine bedingt, er könnte zonenmäßig basischer sein).

Gneise wie diese gehen auch anderwärts — etwa im Waldviertel von Niederdonau, oder in der Kor- und Saualpe, im Zirbitzkogelgebiet, in der Hochschobergruppe usw. — mit eklogitischen Gesteinen.

Man hat bei der Deutung dieser Schiefergneise folgende Wege:

1. Man kann sie als Injektionsgesteine auffassen (wie u. a. KIESLINGER); dies wird scheinbar unterstützt durch die Einschlichtung von dünnen, oft wiederholten, pegmatitischen Gesteinslagen in die eigentlichen Schieferlagen; es stellt sich dabei auch Kalifeldspat ein und es treten ferner auch größere Pegmatitfläden in diesen Gneisgebieten auf; wo sie sich zu Schwärmen entfalten können, da werden sie zum Teil Phosphatpegmatite (Apatit, Xenotim, Monazit). Dadurch lassen sie sich geradezu sippenmäßig von den Pegmatiten der zweitstufigen Serien (Gleinalpentypus) abtrennen.

Um Radegund haben wir bisher diese Pegmatite nicht.

2. Man kann sich vorstellen, daß der Stoff zur Umprägung auf solche Schiefergneise schon fertig vorgebildet gewesen sei und es der Injektion nicht bedürfe, um hier Schiefergneise hervorzubringen. Dann braucht man nur die lagergangartigen Pegmatite als intrusiv aufzufassen.

3. Man kann sich überlegen, ob nicht den scheinbaren Injektionsbildern eine andere Deutung zu geben ist, nämlich die von Veniten. Dafür spräche es, daß es in den Schiefergneisgebieten zu einer erstaunlich reichen Disthenentwicklung kommt (vgl. auch die Ausführungen über die Gleinalpe) und daß man auch auf Disthen-Pegmatite, bzw. Disthen-Quarzgänge von pegmatitischem Charakter stößt.

Tatsache ist das eine: Löste man gedanklich alles das aus dem Gneisgebiet heraus, was man als „intrusiv“ oder „injektiv“ nach 1. deuten will, so entsteht ein ausgebreiteter magmatischer Körper, wesentlich aus den Gemengteilen Quarz, saurer Plagioklas, Mikroklin, Muskowit aufgebaut, also aplitisch bis pegmatitisch, und dieser Körper ist wie ein großer Schwamm, in dessen Poren eine an Al angereicherte Schiefermasse mit Alkalidefizit steckt.

Würde man die Schwammgerüstmasse vereinigen, so käme eine Intrusivkernmasse von sehr stattlichen Ausmaßen zusammen, über welche sich eine Schieferhülle wölben könnte. So haben wir es also eigentlich nur mit einer der Form nach andersartigen Verteilung dessen zu tun, was man als „magmatische“ Masse im Schiefergerüst bezeichnen kann. Das ist so in der Kor- und Saualpe, und einen Zipfel davon erwischt man auch um Radegund.

Damit sei dieses Kapitel einstweilen geschlossen. Eine sehr genaue Aufnahme dieser Kristallinsel wird in nächster Zeit veröffentlicht werden (ROBITSCH).

Schrifttum

- E. CLAR, Zur Geologie des Schöckelgebietes bei Graz. Jb. d. Geol. B. A., **83**, Wien 1933, 113—136.
- F. ANGEL, Gesteine der Steiermark. Mitteil. Naturw. Ver. f. Steiermark, **60**, Sonderband B, Graz 1924.
- E. HATLE, Die Minerale des Herzogtumes Steiermark, Graz 1885 (Kalkspat).
- H. MEIXNER, Neue Mineralfunde in den österr. Ostalpen IV. Mitteil. Naturw. Ver. f. Steiermark, **69**, Graz 1932 (Lublinit).
- R. SCHWINNER, Das Bergland nordöstlich von Graz. Sitzber. d. Wien. Akad. d. Wiss., I, **134**, Wien 1925, 219—276.
- C. PETERS und R. MALY, Über den Staurolith von St. Radegund. Sitzber. d. Wien. Akad. d. Wiss., I, **57**, 1868, 646—660.
- H. MEIXNER, Neue Mineralfunde in den österr. Ostalpen VIII. Mitteil. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, **73**, Graz 1936, 112—113 (Staurolith).
- F. MACHATSCHKEI, Beitrag zur Kenntnis der mittelsteirischen Pegmatite und ihrer Mineralien. Zentralbl. f. Min., A, 1927, 240—254.
- F. ANGEL, Spodumen und Beryll aus den Pegmatiten von St. Radegund bei Graz (Sammelmitteilung). Min.-Petr. Mitteil., **43**, 1933, 441—446.
- H. MEIXNER, Monazit, Xenotim und Zirkon aus Apatit führenden Pegmatiten des steirisch-kärntnerischen Altkristallins. Z. Krist., A, **99**, 1933, 50—55.
- F. CZERMAK, Neue Funde von Paramorphosen nach Andalusit im Gebiete der Koralpe. Steiermark und Kärnten. Zentralbl. f. Min., A, 1938, 47—58.

Bericht VIII

Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg Sonntag, 28. August 1938

Von

FRANZ ANGEL,

Graz

Abb. 9 und Kärtchen 10, 11, 12, 13

1. Lage

Die allgemeine geologisch-geographische Lage des Erzberges entnehmen wir dem Kärtchen 10. Unsere Anfahrtstraße, das Murtal von Graz bis Leoben, durchbricht den kristallinen Hauptstrang der Ostalpen zwischen Mixnitz-Traföß und Bruck a. Mur. Die Strecke Bruck-Leoben eröffnet den Zugang zur obersteirischen „Grauwackenzone“. Aus West scharen die Seckauer Tauern auf das Gleinalpen-Kristallin zu. Im NO fällt das Hochkristallin des Troiseckzuges ein, welches z. T. dem der Gleinalpe ähnelt und die Grauwackenzone erheblich einengt.

Der übrige Raum wird nordwärts durch die Mauern der nördlichen Kalkalpen abgegrenzt, zu welchen auch die hohen Gesäuseberge gehören. Sie liegen auf Grauwacke, werden durch Werfener Schiefer und Sandsteine eingeleitet (das ist Trias-Basis) und ihre mächtigen Schichtstöße bauen sich vornehmlich aus Triaskalken und -Dolomiten auf. örtlich legen sich noch

Juragesteine darüber, an manchen Stellen unseres Rahmens tritt auch noch Kreide in den Bau ein.



Das Baumaterial der Grauwackenzone selber ist sehr mannigfaltig, ihre Schichtglieder können sehr altersverschieden sein. Als verbreitete Gesteinsarten dieser Zone seien aufgezählt:

Feinblättrige Phyllite noch unbekannten Alters.

Karbonische Phyllite, z. T. noch Tonschiefer, mit sandigen Lagen.

Silurische Tonschiefer, Sandsteine, entsprechende Phyllite bis Quarzite.

„Feinschichtige Grauwackenschiefer“.

Grünschiefer (hier als Sammelbegriff des kartierenden Geologen angewendet). Darunter sind „Diabas-Grünschiefer“, Chloritphyllite, diaphthoritisch vergrüntes Altkristallin, Quarz-Chloritschiefer, Hornblendegarbenschiefer, diaphthoritische Amphibolite verschiedener Abarten. Die Altkristallinreste im Grünschieferkleid trifft man als abgerissene Späne in der Hauptmasse der nichtaltkristallinen Grauwackenschiefer.

Porphyroide. Über diese ausgebreitete Gesteinsgruppe wird noch später abgehandelt werden.

Karbonische Kalke in Verbindung mit Spatmagnesiten, d. i. das sog. Magnesit-Karbon.

„Erzführender Kalk“, das ist ein Kalk-Dolomit-Paket aus dem Silur und Devon.

Insgesamt ist dies also eine paläozoische Schichtfolge mit örtlichen und im Verhältnis zum Gesamtinhalt unbedeutenden altkristallinen Einschaltungen.

Die Anfahrt durch diese Zone bringt uns zunächst auf den Paß Prebichl (1236 m) und dann zum „Berghaus“ der Alpinen Montangesellschaft mit seiner wundervollen Aussichtsterrasse (etwa 1200 m). Hier hat man den ersten Blick auf den ungeheuren Tagbau des Erzberges, den größten Mitteleuropas, und auf die großartige Erzbergumgebung. Wir stehen hart vor der Triasgrenze; Werfener Ablagerungen sind ja sogar schon in den Erzberg-Aufbau miteinbezogen. Wir verschaffen uns indes einen noch besseren Überblick vom Erzberg-Gipfel aus (jetzt 1523 m). Hier sehen wir uns inmitten eines riesigen Kessels. Tief unter uns in dem nach N ziehenden Engtal liegt die Bergstadt Eisenerz (692 m!). Der Tagbau erstreckt sich demnach über eine Lehne mit 800 m Höhenunterschied! Vor uns, im N und O steigen die Triaskalkberge Kaiserschild, Seemauer, Pfaffenstein, Frauenmauer, Griesmauer auf 2000 und mehr Meter an. Auch im Süden, in unserem Rücken, steht eine Kalkmauer: der Reichenstein (2166 m), der sich gegen W fortsetzt in Lins, Stadelstein, Schwarzenstein. Dies sind aber paläozoische Kalkmassen, so wie jene des Erzberges selber.

Daß der Erzberg in diesem Loch steckt, und darin wieder als mächtiger Block herausgeschnitten erscheint, findet seine Erklärung in ein paar großen Bruchlinien. Von der Straße Prebichl-Berghaus sehen wir hinunter in den Gerichtsgaben, das tiefe Tal, welches vom Prebichl in NW nach Eisenerz hinabzieht und als Paßanfahrt auf der Nordseite dient. Das ist eine der großen, steilstehenden Störungen, an der das Einschneiden dadurch begünstigt wird, daß die deckenden Kalktafeln klaffen und in der Fuge weiches Gestein zutage tritt. — Diese Störung trifft auf die Linie Eisenerz-Frauenmauer, auf eine abermals steile, WO-streichende Verwerfung, die den Erzbergfuß im Norden abschneidet. Und im W zieht gar ein ganzes Bündel kräftiger Verwürfe aus Süd über den Kamm Reichenstein-Großscharte-Lins auf die Berg-Westflanke zu.

Man sieht diese Brüche in steiler Stellung den Kamm modellieren, tiefe, wilde Einschaltungen bilden, und dann, abermals im Einschneiden in weichere Gesteine, den romantischen Erzgraben bedingen. Einer dieser Verwürfe

nimmt knapp östlich der Großscharte seinen uns sichtbaren Verlauf, erreicht den Berg bei der Station Erzberg und schneidet ihn längs der NS-Richtung durch: unterhalb der Berghausterrasse verliert man seine Linie im Wald, aber an der Westkante des Pfaffensteins kommt er, die Geländeform beeinflussend, wieder zum Vorschein. Das ist eine der wichtigsten Baulinien des Erzberges, der Christof-Hauptverwurf, am Berg selber nicht mehr steil stehend, sondern mit $25-30^{\circ}$ nach O einfallend.

Unterhalb der Berghaus-Siedlung trägt der Berg abermals eine Häusergruppe, die Barbara-Siedlung (950 m). Sie ist nach der Barbara-Kapelle benannt, einem alten Knappenheiligtum. Diese Siedlung wird bald dem Abbau weichen müssen. Hierher führt in spitzen Kehren eine Autostraße von Eisenerz über Krumpental. — Gegen S zu trennt der flache Sattel des Plattenkreuzes den Erzbergkörper vom Reichensteinklotz. Die Prebichl-Bahn (Strecke Leoben-Vordernberg-Eisenerz-Hieflau) steigt mittels Zahnradstrecke von Vordernberg zum Prebichl auf, zieht im Tunnel unter dem Plattenkreuz durch, hält südlich vom Erzberg-Gipfel auf der Station Erzberg (etwa 1200 m) und überwindet die gewaltige Tiefe bis Eisenerz (692 m) in Schleifen an den Lehnen des Erzgrabens. Von Station Erzberg aus könnte man über die Bergsiedlung Wismat (1280 m) eine auf den Gipfel führende Begehung beginnen.

Das kleine Gipfel Flach (1523 m), auf dem wir stehen, ist durch Menschenhände geformt (letzte große Sprengung 1925). Vor uns, dem Westen zu, fällt die Kaskade der Abbaustufen zu Tal; man kann ungefähr ihrer 60 zählen, ihre Höhen liegen zwischen 11 und 13 m, ausnahmsweise sind sie auch höher. Die Bergleute haben sie getauft; da findet man Namen von Örtlichkeiten (Altenberg, Zauchen), solche von Kalenderheiligen (Elias) oder Festtagen (Dreikönig), auch solche verdienter Männer (Volleritsch, Frey): man sieht ferner hinab in die große Abbaugrube des „Zirkus“, aus dem der Stritzelgraben nach Krumpental hinausführt.

Um den Berghang zieht waagrecht in 1186,4 m eine alte Besitzgrenze: Ebenhö h. Was über ihr (gipfelwärts) liegt, heißt althergebracht „Vordernberger Erzberg“; was unter ihr (gegen Eisenerz zu) liegt, ist der „Innerberger Erzberg“. Das hat heute nur geschichtliche Bedeutung. — Um den Berg zu erschließen, wurden schon in alten Zeiten Stollen und Schächte in den Berg getrieben; gelegentlich kommt man bei Begehungen noch an solchen alten Mundlöchern vorbei (Römerstollen). Lange gingen die alten Bergleute den weichen, durch Umsetzung des Spateisens gebildeten Brauneisenerzen nach. Heute ist der Eisenspat allein das gesuchte Erz.

2. Das Erz

Das gute, reine Erz nennen die Bergleute Flinz (oder Pflinz). Es ist ein fein- bis mittelkörniges Gewebe aus Eisenspat-Körnern, kann ganz hellgelbgrau bis dunkelgelbgrau auftreten, wird aber bei längerer Einwirkung der Kräfte an der Tagesoberfläche gelbbraun bis tiefbraun, setzt sich zu Brauneisen um und schwitzt dabei Manganhydroxyde aus. Wo dies in auffälliger Weise geschieht, erscheint das Erz blauschwarz. Dann spricht der Bergmann von „Blauerz“ im Gegensatz zum „Braunerz“, das sind die am Tag gereiften Mn-armen Erze.

Frischer Eisenspat (FeCO_3) mit theoretisch 48% Fe gibt als Erz bestenfalls eine Ausbeute von $35-40\%$ Fe; Braunerze liefern bestens

55 % Fe. Daneben treten in Gesellschaft des Eisenspates große Mengen der Rohwand-Karbonate Ankerit und Eisendolomit auf, deren Fe-Gehalt zwar bis auf 15 % ansteigen kann, meist aber sehr weit darunter liegt. Alle genannten Karbonate enthalten vertretend beigemischtes Mn. bei den Eisenspaten zwischen 1,5 und 2,3 %. Was der Bergmann „Rohwände“ nennt, sind erzfreie oder erzarme Karbonatgemenge aus Ankerit, Dolomit, Kalkspat, in wechselnden Mengebeziehungen. Frische Rohwand kann feinkörnig und hellgrau sein, wie ein harmloser Kalkstein, ja sogar schneeweiß. Ist sie aber der Verwitterung ausgesetzt, so erhält sie mit der Zeit eine dünne, braune Rinde, wie das auch bei Eisenspat-Anbrüchen der Fall ist. Das sind die Folgen der Oberflächen-Umsetzung zu Brauneisen. Durch die Rinde sieht man im Gelände recht auffällig, ob man sich in leeren Kalk- oder in Rohwand, bzw. Erztonen befindet.

Von den Folgemineralien seien die häufigen Wadkrusten auf den Karbonaten bzw. deren Brauneisen-Pseudomorphosen erwähnt. In den Erzmassen und Rohwänden treten übrigens häufig ganze Schwärme von Hohlräumen, Klüften, Kellern auf, in welchen schöne, grobspätige Eisenspat- und Ankerite zu finden sind. Auch grobspätige Kalkspate trifft man so an.

Der Eisenspat bringt eine Erzgesellschaft mit, als ob da ein sulfidischer Erzgang wäre, allerdings mit übergroßer Verdünnung der Sulfide durch Eisenspat. Wir zählen auf, was so im Lauf des Abbaues in Nestern, Putzen, Strichen gefunden worden ist und beziehen die unmittelbar dem Erzberg benachbarten und ihm der Entstehungsgeschichte nach ebenbürtigen Spateisenvorkommen mit ein, weil wir sonst über die Zusammensetzung der vererzenden Massen ein unzulängliches Bild bekämen:

Arsenkies	Eisenkies	Antimonfahlerze
Kupferkies	Zinnober	(mit Hg- und Ag-Gehalt)

Unsicher: Bleiglanz, Antimonglanz.

Abkömmlinge: Brauneisen, Malachit, Antimonocher, ged. Hg, ged. S. Als oxydischer Begleiter (nicht wenig gelegentlich): Eisenglimmer.

Gangarten: Quarz (und Bergkristalle). — Den Schwerspat, den ANKER aus den benachbarten Johnsbacher Lagern erhielt, hat man am Erzberg noch nicht beobachtet. Ganz bedeutsam ist das „sporadische“ Auftreten von Fuchsit (CANAVALL 1908). Die bisher genannte Mineralgesellschaft ist entweder mit dem Eisenspat gekommen, oder es sind Nachfahren, Abkömmlinge der Eisenspat-Paragenese. Der Berg bietet aber noch zwei Besonderheiten, die mit der Erzförderung in keinem direkten Zusammenhang stehen und sich noch heute zu bilden vermögen: Eisenblüte und Erzbergit.

Die Eisenblüten findet man gerne in den brauneisenreichen Hüttonen und Spalten oder Kellern. Es gab einige ganz große derartige Räume, die mit großen Sträuchern von Eisenblüten ausgekleidet waren; diese nannte man „Schatzkammern“. Die schönsten Eisenblüten lieferte der Berg vor dem Einsetzen der Sprengtechnik. Seither erhält man sie nur selten, oder arg verletzt. — Der Erzbergit dagegen ist ein krustiger Sinterabsatz, der rhythmischen Wechsel von Aragonit- und Kalkspatlagen aufweist, meist mit charakteristischer, schichtiger brauner Anfärbung. Überdies findet man hübsche, spießige Aragonit-Drusen und Gruppen nicht selten in Höhlungen im Brauneisen (nach Eisenspat). Aragonit verkittet auch das „steirische Kletzenbrot“, eine Erzbresche von fruchtenbrotähnlichem Aussehen. Das Erz davon ist limonitisiert. Man muß sich übrigens hüten, alle hier auf-

tauchenden weißen faserigen Sinter als Erzbergit anzusprechen. Die schönsten Funde davon stammen aus den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts, Abbaustufe Leitner (990 m).

Über die Aragonitbildung meint man, daß die sulfidischen Erze im Hut schwefelsaure Lösungen verursachen, welche u. a. auch Magnesiumsulfat bilden, daneben basische Metallkarbonate. Damit aber erhält der im Bergkörper ständig in Lösung gehende Kalk Lösungsgeossen im Wasser, welche seine Ausscheidung als Aragonit möglich machen. Der Jahreszeitenwechsel aber wirkt sich quantitativ auf die Anlieferung dieser Lösungsgeossen aus, so daß der Kalk gelegentlich auch als Kalkspat mineralisch geformt wird. So soll es beim Erzbergit der Fall sein (CORNU).

3. Erzberg-Gesteine

Spateisenstein (zugleich das Erz) ist körniger Verband von Eisenspat als einzigem Hauptgemengteil, mit massigem Gefüge. Er ist sowohl durch die eigenartige Raumschaffung als auch durch seine Körpergrenzen ein Gestein von ganz besonderem Charakter: eine metasomatische Masse. Gelegentlich ist das Unterlagsgestein für ihn auch ein graphit-reicher Tonschiefer gewesen. Die daraus gebildeten Spateisensteine habe ich aus Ähnlichkeitsgründen „Siderit-Pinolit“ genannt.

Rohwand ist ein aus den Karbonspäten Ankerit, Dolomit, Kalkspat und wechselnden Mengen Eisenspat gemengtes, bezüglich der Platznahme dem Eisenspat verwandtes Gestein. Auch Rohwände sind wesentlich metasomatische Massen.

Kalksteine. Obgleich altersverschieden, bieten sie gesteinskundlich wenig Eigentümlichkeiten, die uns hier beschäftigen müßten. Für den oft zart geröteten oder rotfleckigen „Sauburger Kalk“ sei indes vermerkt, daß seine Anfärbung durch Einlagerung mikroskopisch kleiner Eisenglimmerschüppchen bedingt wird, welche in Schwärmen oder wolkig verteilt erscheinen: das Kalkgewebe ist dabei deutlich marmorisiert.

Dolomite. Die paläozoischen Dolomite in der Lagerstätte sind den grauen Dolomiten des Grazer Paläozoikums vergleichbar.

Porphyroid. Das ist die Allgemeinbezeichnung für die sehr ausgetreteten grünen, gelben, grauen oder gelbgrauen, in erster Tiefenzone mit Erhaltung von Struktur oder Strukturresten umgewandelten Quarzkeratophyre unserer Grauwackenzone. Man sieht in den Handstücken die unverkennbaren Quarzeinsprenglinge (bis zu $\frac{1}{2}$ cm \varnothing) am häufigsten; nur gelegentlich treten auch Feldspateinsprenglinge in so großer Zahl auf (weiß). Diese Einsprenglinge schwimmen in einem schiefrigen, gleichmäßig fein grün durchwirkten Grundgewebe, der einstigen oft felsitisch gewesen Grundmasse. Der Dünnschliff zeigt die typischen Einsprenglingsformen der Porphy Quarze: die Feldspateinsprenglinge gehören überwiegend zum Albit bis Oligoklas, es gibt nur einen kleinen Formenkreis, in welchem Kalifeldspäte vormächtig werden. Aber auch diese sind natronreich, wie ihre Perthitisierung beweist. Ferner tritt als Umwandlungserscheinung Schachbrettalbit nach Kalifeldspaten auf. Der ehemalige Biotit als einziger Einsprenglings-Mafit ist überall in Chlorit umgesetzt. Chlorit durchwirkt auch das Grundgewebe. (Es handelt sich um eisenarme Klinochlore bis Pennine.) Die Grundmasse hat sich in ein Gemenge feiner Quarzkörnchen und Serizitschüppchen umwandeln lassen. Das läßt darauf schließen, daß sie einmal wohl die Zusammensetzung von

Mikrofelsit haben mochte. Die Chloritdurchwirkung dieser Grundmasse ist ebenso eine Stoffwechsel- und Stoffwanderungserscheinung, wie das Eindringen von Kalkspat in dieses Gewebe.

Der analytische Befund verwies diese Gesteine zu den Quarzkeratophyren. Es ist aber zu bedenken, daß die Gesteinsumwandlung eine Stoffverschiebung in der Richtung vollzogen hat, daß der keratophyrische Charakter stärker betont wird, als es vormetamorph der Fall sein konnte. Vormetamorph hätten sich diese Gesteine wahrscheinlich noch ganz gut der Kalk-Alkalireihe anschließen lassen, also etwa bei der Quarzporphyrygruppe Platz gefunden. Aber eine solche erststufige Umwandlung bringt notwendig — vermöge des Kaliglimmeraufbaues aus Kalifeldspaten — eine Kaliausfuhr und damit relative Natronanreicherung mit sich. Dadurch rücken die Gesteine entschiedener zur atlantischen Reihe hin. — Ergänzend sei betont, daß wir aus dieser Gesteinsgruppe auch ganz einsprenglingsfreie Laven kennen lernten, und daß auch eine Tuffbegleitung erschlossen werden konnte. Die Tuffe liegen heute als hellgelbgrüne, ülige, dichte Serizitschiefer vor.

Quarzite bis Quarzsandsteine, meist aus dem Silur, sind als hellgraue, manchmal auch graphitisch angefärbte Schichten im Verband mit phyllitischen bis Tonschiefern gefunden worden. Die Phyllite sind meist graphitisch angefärbt, doch finden sich auch solche mit roter Pigmentierung. — Seltener sind zweifellos Karbonschiefer mit sandig-toniger Natur, ebenfalls graphitisch grau angefärbt.

Die erwähnten Phyllite selber bestehen aus einem Gewebe, in welchem feine Muskowite vorwiegen, und von wechselnden Quarzmengen (feinen Körnchen) begleitet sind. Nur an einem derartigen Vorkommen des Erzberggebietes wurden von mir auch einmal Chloritoide gefunden.

Im Bereiche der Vererzung ist wahrzunehmen, daß diese Gesteine ihr sonst reichliches graphitisches Pigment verlieren und eine fahle, lehmgelbe Farbe annehmen. In dieser „Bleichung“ sieht man eine Begleitererscheinung der Durchtränkung mit den erzabsetzenden Lösungen.

Durch den Erzabsatz in Schiefen kommen folgende Gesteinsformen zustande: 1. Schiefererze. Die Schiefer blättern auf, und in die geöffneten Räume wird parallel zu s (SANDERS, alte Feinschichtung) eisenspatabsetzende Lösung eingesogen und kristallisiert. — 2. Knotenerze. In ihnen kommt das Erz in Form von Porphyroblasten zum Ansatz, die als erbsgroße oder größere braune Knoten aus dem Schiefergewebe hervortreten.

Lydite. Das Hauptgebiet jener Kieselschiefer, die als Lydite erkannt worden sind, liegt abseits vom Berg, südlich und westlich, im Weyritz- und Sauerbrunngraben.

Werfener Grundbresche. Diese wichtige Ablagerung leitet in großer Verbreitung die Triasablagerungen ein. Über ihr liegen die Werfener Sandsteine und -Schiefer. Das Brockenmaterial der Bresche ist weitaus vorwiegend paläozoischer Kalkstein, nur von wenigen Stellen verzeichnet HABERFELNER auch Lydit und Porphyroid. Das Bindemittel ist sandig-tonig. Über die Verformung dieser Breschen durch Einbezug in den Erzbergbau wird noch berichtet.

Die Werfener Schiefer und -Sandsteine erscheinen meist mit hell weinroter Farbe. Sie bestehen aus Quarzsandkörnchen, reicher Glimmereinstreu, nicht selten Albitoligoklas-Körnchen, und Mikroschüppchen von Eisenglimmer als Pigment. Durch Kornverfeinerung gehen sie in Ton-

schiefer über. In der Nähe der Lagerstätte tritt Eisenspat in Form winziger, modellscharfer Sechsrauten in das Gewebe ein. Er wird gelegentlich auch limonitisiert. Außer den roten treten auch graugrüne und graugelbe Lagen in den Werfen auf.

4. Ursprüngliche Lagerung

Auf Grund der Arbeiten von HERITSCH, HIESSELEITNER, HABERFELNER einerseits, PETRASCHKE, GRANIGG, REDLICH, PRECLIK andererseits (nur um einige neuere Sachbearbeiter zu nennen) ist eine schematische Wiederherstellung der Ausgangslagerung des Erzberg-Schichtstoßes vor Eingreifen und unter Absehung von Gebirgsaufrichtungen, Überschiebungen und vor der Vererzung wenigstens in großen Zügen möglich geworden. Eine Skizze dazu sei vorgelegt und erläutert (Abb. 9). Es ist aus technischen Gründen darauf verzichtet worden, die Mächtigkeiten im richtigen Maß einzutragen; daran möge man sich nicht stoßen. Wir beginnen von unten, mit den ältesten Schichtgliedern. Unsere Geologen erwarten in nächster Zeit Fossilfunde, die bei uns

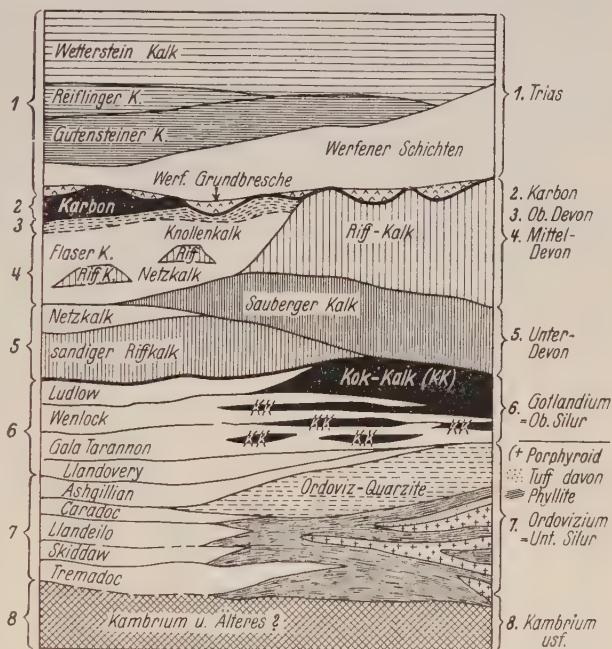


Abb. 9.

das Kambrium sicherstellen. Einstweilen wird dieses — z. T. in altkristallinem Gewande — bloß vermutet (Schicht 8).

Darüber ordnet man die Quarzite der Flitzenschlucht (bei Trieben-Rottenmann) in das Tremadoc ein und eröffnet damit jene volle Folge von Graptolithenschiefern, welche das Unter- und Obersilur aufbauen. Das Silur besitzt in derselben Gegend aber noch eine andere Entwicklung, die freilich noch nicht zur Gänze dem Alter nach sichergestellt werden konnte. Sicher sind da ordovizische Quarzite. Was darunter liegt, kann eine Folge von Tonschiefern und Quarzsandsteinen mit Graphit sein, die noch tiefer ins Untersilur eintaucht (Schicht 7). HERITSCH (1932) sieht es als sicher erwiesen an, daß diese Schiefer und damit auch die mit ihnen verknüpften Porphyroide älter als die Ordoviz-Quarzite seien. Das „um wieviel“ ist noch ungeklärt. Ich habe darnach dieses

System entsprechend angedeutet. Die Porphyroide sind teils als Lavadecken ausgetreten (felsitische Formen!), teils finden sich lagergangähnliche, seichte Intrusionen davon. Ferner treten in ihren Verbänden auch verschieferte Porphyroid-Tuffe auf.

Dieser Altersauffassung hat HABERFELNER 1935 und 1937 widersprochen, er macht das Duo der Schiefer mit Porphyroiden karbonisch. Die angeführten Gründe erscheinen mir aber nicht überzeugend. Deswegen bleibe ich bei der Darstellung nach HERITSCH, mit der auch SCHWINNER übereinstimmt. Auch das Obersilur entwickelt sich in einer zweiten geologischen Fazies: das sind die „Kok“-Kalke. Graptolithen- und Kokfazies verzahnen sich.

Über dem Silur kam Devon, ebenfalls in zwei geologischen Fazies zum Absatz: einerseits treten Folgen von Riffkalken des Unter- und Mitteldevons auf; ins Unterdevon gehört auch der „Sauburger Kalk“, benannt nach dem Sauberg, einem Erzbergbereich bei Wismat. — Andererseits werden während dieser Zeit andernorts Netz-, Flaser- und Knollenkalke abgelagert, welche sogar erst mit Oberdevon abschließen.

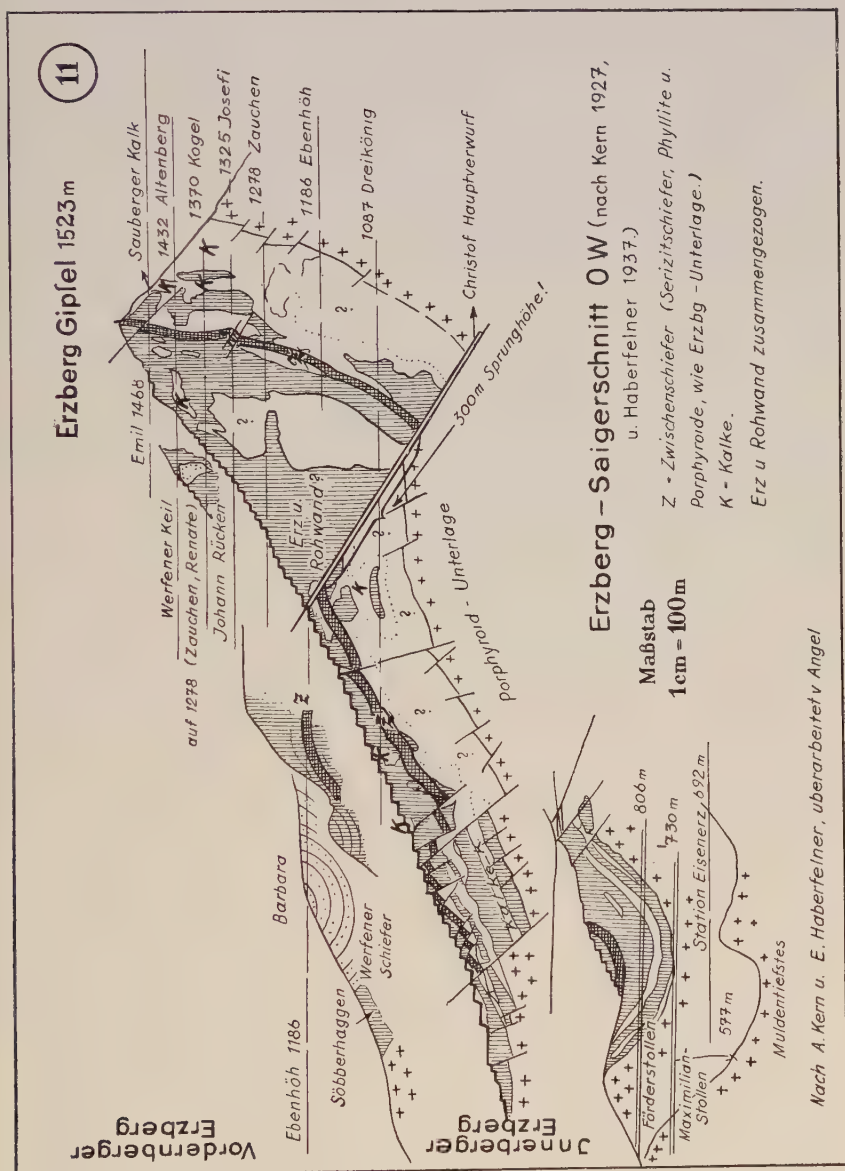
Darüber schichtet sich Karbon. Der bis nun fertiggestellte Schichtstoß verfällt einer Gebirgsbildung, die vorläufig nicht weiter verfolgt werde. Auf dem so geschaffenen Relief setzt sich vielleicht noch ganz junges Permokarbon ab. Sicher ist, daß sich auf ihm jedenfalls in großer Ausbreitung die Werfener Grundbresche ablagert, als Eröffnung der Trias. Dann folgt Gutensteiner-, Reiflinger- und Wettersteinkalk, womit die in unseren Gesichtskreis ragenden Bildungen erschöpft sind.

5. Der heutige Bau

Die jüngsten Züge des heutigen Baues sind von Brüchen verursacht. Machen wir am Modell von KERN (Abb. 13) die an ihnen erfolgten Verschiebungen rückgängig, dann ist z. B. die hochgehobene Scholle des „Kalk-Dreieckes“ wieder in die Tiefe zu tauchen, und die durch das Bruchnetz gegeneinander verschobenen Blöcke im unteren Erzbergteil, dem „flachliegenden Trumm“, erhalten wieder eine geglättete Gesamtoberfläche. Um dies eindringlicher im Geist verfolgen zu können, denken wir uns den Erzbergteil, der über dem trennenden Band der „Zwischenschiefer“ liegt (Abb. 11), überhaupt entfernt. Nun sehen wir noch ein großes System von Staffelbrüchen den Berg entzweischen; sie sind eng geschart und ihre oberste Sprungfläche, eben der Christof-Hauptverwurf erscheint nun wie eine breite Treppenstufe. Um die Lage wieder herzustellen, schieben wir den oberen Bergteil, das „steil stehende Trumm“, um nicht weniger wie 300 m nach Westen vor, an die Kante der Treppe, und gleichen auch die kleinen Staffellungen in diesem Sinn aus. (Alle andern Brüche haben dem gegenüber viel geringere Bedeutung.) Nach dieser Operation stehen die Schichten des Berges schüsselförmig da: Am Erzberggipfel steil, ja nach W. überkippt, im untern Bergteil flach und flacher werdend und schließlich gar umbiegend.

Die Bruchtektonik, die wir eben aus dem Bild schoben, wird für ganz jung gehalten: jungmiocän oder postmiocän (PETRASCHKE). Ihr Liniennetz streicht an großen Brüchen NS (wie der Christof-Hauptverwurf) oder NO (Muldenverwurf am Kalkdreieck) und NW (Vordernberger Hauptverwurf als Beispiel).

Zieht man nun auch noch das Erz aus dem Bau heraus und fügt an seiner Stelle jene Gesteine ein, welche es verdrängt hat: nämlich paläozoische



Kalke und Dolomite und ihren schiefri- tonigen sowie porphyroidischen Anhang, ebenfalls vom Erz befreit, so sieht das Bild — obgleich wir auch schon die Bruchtektonik rückgängig gemacht haben — immer noch folgendermaßen aus: Die Zwischenschiefer sind an verschiedenen Stellen, namentlich

ist dies unterhalb des Christof-Hauptverwurfes gut zu sehen, in enge Falten gepreßt; die Faltenzüge sind aber oft zerrissen, so daß man eine Schuppen-tektonik kleinerer Einheiten recht gut erkennen kann. — Außerdem steckt im oberen Bergteil, aufgeschlossen auf den Stufen Josefi, Kogel usw., nach N zu auch auf Elisabeth, jene steil stehende enge Mulde von Werfener Schiefer, die auf der Außenseite Grundbresche hat und ganz hervorragend die Auswalzung derselben in den Schenkeln zeigt. Auch daraus müssen wir uns das Erz zunächst wegdenken. — Auch im untersten Bergteil (vgl. Kärtchen 11) tritt eine Mulde von Werfener Schiefer mit Grundbresche in den Bau ein; weiter im N, unmittelbar um Barbara, scheint sie nicht sehr eng zu sein, aber was man davon weiter südlich, im Tagbau noch sehen kann, ist wieder eine enge, steil stehende Falte; die Unterlage dieses tektonisch hoch geschalteten Gebildes macht die Einmuldung mit.

Folglich stehen wir hier vor einer nach triassischen Gebirgsaufrichtung (kretazisch bis tertiär), welche wir der jungen Alpenaufrichtung zuordnen. Dadurch erklären wir das obige tektonische Bild. Glätten wir gedanklich diesen Bau aus, dann bleibt ein System von zwei übereinanderliegenden Schichtstößen übrig, welches durch die Zwischenschiefer in einen oberen und einen unteren geteilt wird. Ihr Inhalt ist oben und unten derselbe, nämlich paläozoische Kalke und Dolomite als Kern. Nur sind mit der oberen Abteilung die Werfener Schiefer verknüpft, mit der unteren nicht. Um den Bau aufzulösen, muß man schließlich auch wissen, was die Zwischenschiefer bedeuten: Ihre petrographische Analyse hat bisher nur ergeben, daß sie dieselben Gesteinsarten enthalten wie die Erzbergunterlage, also Porphyroide und deren Tuffe, phyllitische Schiefer, Sandsteine bis Quarzite; es waren auch rot pigmentierte Schiefer darunter, welche Verdacht auf Werfener erweckten. Sie sind aber mit Sauburger Kalken verknüpft und haben das rote, überdeckende Pigment dann in Menge, wenn auch in den genannten Kalken das Roteisen reichlich (in Wolken und auf Netzwerken kleiner Gangkanäle) vorkommt. Sonst unterscheiden sie sich nicht von den sonstigen, phyllitischen Zwischenschiefern. KERN hat die Frage, ob er in den Zwischenschiefern auch Werfener beobachtet habe, ausdrücklich mit nein beantwortet. Auch ich kann keinen unzweifelhaften Werfener Schiefer aus den Zwischenschiefern anführen. Das heißt aber, nach unserer jetzigen Erfahrung waren die Werfener noch nicht da, als das System Erzbergunterlage + (heute) erzführender Kalk durchrissen und zu zwei Stockwerken übereinandergeschoben wurde. Die Zwischenschiefer sind die reine Erzbergunterlage! Ihr Auftreten bedeutet eine tektonische Wiederholung. Gelegentlich erreichen die Zwischenschiefer 30 m Mächtigkeit; es sind aber auch ganz dünne Stellen zu verzeichnen, und wie schon oben angedeutet: es gibt Zwischenschiefergebiete, die schuppig aufgelöst sind und dergestalt Wiederholungen dünner Schieferfetzen mit sich bringen; die Schiefer schwimmen dann in den heutigen Erzmassen. Hier handelt es sich somit um einen vortriassischen Decken- und Schuppenbau. HABERFELNER nimmt dafür jüngst wieder varistisches Alter in Anspruch (schon vor ihm haben mehrere Autoren dieses Geschehnis in das jüngere Paläozoikum verwiesen). Ich schließe mich diesen Ansichten an. — Nun liegt die Erzbergserie geglättet und ohne Wiederholung vor uns, die übereinander befindlichen Stöße sind gedanklich nebeneinander angeordnet, abgesehen davon, was etwa außer der Porphyranlieferung noch im Altpaläozoikum passiert sein könnte. Das könnte uns aber kaum noch

berühren, denn es steht jedenfalls ganz außerhalb des Vererzungsprozesses. Dieser kann ja auch schon nicht mehr varistisch sein, weil er über die Zwischenschiefer hinweggeht, ohne daß das Erz selber Verformung zeigt. Er kann auch nicht älter sein, wie die Werfener Grundbresche, weil die Verdrängung ganzer Schichten dieser Bresche durch Eisenspat so erfolgt, daß die Vererzungsgrenze quer durch die Schichten durchgreift, und oft z. B. Brockenhälften umgesetzt werden, während die zugehörigen anderen Hälften vollständig verschont bleiben! Demnach ist die Vererzung zweifellos jünger als die Werfener Grundbresche. Außerdem steigt sie aber am Erzberg selber in die Werfener Schiefer über die Breschen hinauf; an manchen Orten bis in den Gutensteiner Kalk (CORNELIUS, Beobachtung in Groß-Weitsch). Damit möchte ich das Alter der Erzanlieferung einengen auf Abschluß der alpidischen Hauptbewegungen (das wäre Ende der Tauernkristallisation) bis zum Jung- oder Postmiocän. Die jüngsten Brüche verhornischen ja bereits das Erz wieder.

6. Die Vererzungsform

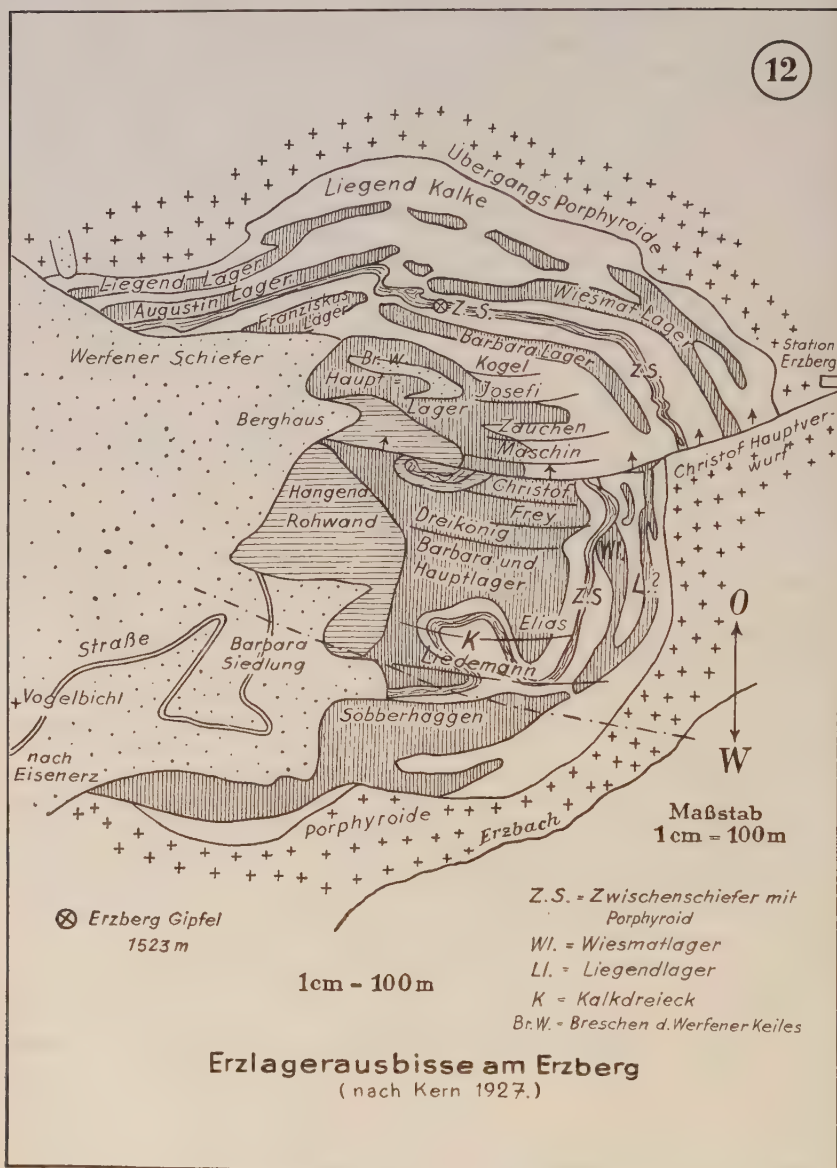
Allerorts am Berge kann man Gänge und Kleingänge mit Apophysen beobachten, welche mit Eisenspat, Ankerit oder beiden erfüllt sind; auch Gänge mit überraschend grobspätigem Kalkspat gibt es, wo der Kalkspat faustgroß und größer im Korn wird! Der Verband ist manchmal auch lückig, und in die Drusenräume ragen die Köpfe der Spatkristalle hinein, daher stammen u. a. die schönsten frei entwickelten Eisenspat- und Ankeritkristalldrusen. Man kann direkt mit miarolithischer Textur vergleichen!

Über die Abfolge läßt sich sagen: Vielfach erfolgt auf Gängen erst einmal Ankeritabsatz, darüber Eisenspat, dem jüngerer Ankerit und Dolomit (Eisendolomit) folgen kann. Der erste Ankerit bleibt aber oft auch aus. — Zuletzt folgen Quarz und Metallsulfide, hauptsächlich jene des Cu; ganz jung erscheint der Zinnober. Den Eisenglimmer möchte ich neben den Eisenspat einreihen.

Bei Berührung von Kalkwand und erzabsetzender Lösung (Eisenkarbonat in CO_2 -reicher wässriger Lösung oder Aufschwemmung!) braucht sich nicht notwendigerweise als Zwischenwirkungserzeugnis Ankerit abzusetzen und eine Zwischenzone zwischen Kalk und Eisenspat zu bilden. Oft genug gehen Eisenspatadern in Kalkklüfte und Risse ohne Zwischenschaltung.

Dieses Ganggeäder, das ein weitverzweigtes und oft kräftige Adern enthaltendes Netzwerk bildet, ist sicherlich ein System von Verkehrswegen für den Zu- und Abtransport von Baustoffen und Abfallstoffen der Lagerstätte, aber es ist nicht die Lagerstätte selber. Vielmehr ist die eigentliche Lagerstätte in den metasomatischen Massen zu sehen. Die Metasomatose besteht darin, daß Dolomite und unvergleichlich mehr noch Kalksteine (eben der „erzführende Kalk“) vom Silur bis an die Trias durch Eisenspat ersetzt werden, oder — wie in den Rohwänden — durch Ankerit. Molekül für Molekül aus dem Kalkspat oder dem Dolomit geht in Lösung und an ihre Stelle tritt Molekül für Molekül der Eisenspat (oder Ankerit). Das Wechselspiel dieses sichtbaren Ersatzes ist im einzelnen noch unbekannt. Wir sehen bloß Folgen und Formen: Ohne auf Schichtgrenzen zu achten, breitet sich der Eisenersatz wie eine Riesenwolke und in Wolken-Begrenzungsformen über das ganze varistisch und danach noch alpidisch überarbeitete Baugelände. Es gibt solche metasomatische Wolken, die nur aus Eisenspat bestehen, wie

das an den Grenzen des Hauptlagers, des Barbaralagers und anderer studiert werden kann; es gibt genau solche Wolken aus Ankerit, z. B. zu sehen in



der großen Hangendrohwan, in der Josefi-Rohwand usw. In der Hangendrohwan durchdringt übrigens ein Ankeritwolken system ein solches aus Eisenspat. Kärtchen 12 zeigt die genannten Ortlichkeiten. Das Doppelwolken system der Hangendrohwan breitet sich gemeinsam im alten Kalk-

schichtstoß aus. So ist es auch verständlich, daß mitten in diesen Wolken noch unveränderte unregelmäßig begrenzte Kalkbänke vorkommen.

Ähnlich regellos werden auch die Zwischenschiefer vererzt. Der Umstand, daß Zwischenschieferfetzen in achbarschaft geschlossener Zwischenschiefermassen von diesen abgerissen auftauchen, zeigt, wie die alpidische Bewegung am alten Bauplan gezerzt hat. Und auch über dieses vielfältige Bild der Verformung und Neubearbeitung breitet sich der Schleier der Vererzung, deren Weg hier natürlich mehr als anderswo als Durchtränkung längs der S-Flächen (SANDERS) gegeben ist. In den Werfen, soweit sie zum Werfener Keil (der Einfaltung dieser Gesteine oberhalb Berghaus von Elisabeth bis Kogel) gehören, ist manchenorts der eine Schenkel vererzt, der andere unvererzt. Dabei verfallen die Brocken der Bresche einer metasomatischen Verdrängung durch Eisenspat, welches das Zement der Bresche einfach imprägniert. Ähnlich ergeht es den Porphyroiden des Untergrundes, ihren Tuffen u. dgl. Doch sind diese vererzten Schiefer und Porphyroide der Masse nach Nebenerscheinungen. Die Hauptsache sind die vererzten Karbonatgesteine, und man fragt sich, welche Umstände gerade dieser Vererzung Bedeutung verleihen. Ordnet man die beteiligten Spate nach dem Formelvolumen, so kommt folgende Reihe zum Vorschein: (Formelvolum = Formelgewicht/spez. Gewicht).

Spat	Formelvolum(= Formelraum) cm ³
Magnesit	28,1
Eisenspat	30,0
Ankerit	31,1
Dolomit	32,0
Kalkspat	37,0

Das zeigt deutlich: Wenn Kalkspat durch Ankerit oder Eisenspat (auch Magnesit) ersetzt wird, so gibt das einen großen Raumgewinn. Damit kann man die Drusigkeit der Spatlager erklären: damit auch, daß der Ersatz keine Raumschwierigkeiten hat. Wenn man den Dolomit so ersetzt, so ist die Raumersparnis nur noch dem Magnesit gegenüber groß, sie sinkt gegen Eisenspat zu, und sinkt noch weiter gegenüber Ankerit, doch ist der Dolomit selber wieder ein wirkungsvoller, raumsparender Ersatz für Kalkspat.

Jede Erklärung dieser Vererzung muß sowohl auf den Eisenspat —, als auch auf den damit verknüpften Ankerit Bedacht nehmen. REDLICH kam zu folgender Vorstellung: Erst dringen die Eisenkarbonatmassen ein, Kalk geht in Lösung, Eisenspat kristallisiert aus. Nun steigt in der weiter kreisenden Lösung bei weiterer Eisenzufuhr auch der Kalkgehalt; örtlich kann jene Konzentration erreicht werden, welche nicht mehr Eisenspat, sondern Ankerit ausscheidet. Auf diese Weise würde ein Teil des mobilisierten Kalkes ja wohl wieder in der Lagerstätte bleiben. Daß es dann, wohl nach Verbrauch der Eisenzufuhr aber auch noch Kalklösungen gibt, das zeigt sich in den Kalkspatgängen. Und diese können nur einen Teil des in Lösung bewegten Kalkes ausmachen; ein viel größerer Teil muß überhaupt in dem reagierenden Komplex keine Unterkunft gefunden haben, sonst hätten wir ja lauter Ankerit, und keinen Eisenspat. Dieser Kalk wurde wohl in Thermen und Säuerlingen weggeführt.

7. Die Erzverteilung

Die oben geschilderten Verhältnisse faßte A. KERN in den Satz: Die Erzführung ist im Kleinverlauf unregelmäßig . . . gerade die Gesetzlosigkeit

in der Aufeinanderfolge, oder genauen Reihenfolge in der Lage der verschiedenen Karbonatmassen zueinander hat sich als die einzig sichere Regel herausgestellt!

Schätzt man ab, in welchem Verhältnis der Erzbergkörper Erz und Nichterz enthält, so stößt man beiläufig auf das Verhältnis 1 : 2. Das heißt, die Erzmassen sind von riesiger Ausdehnung. Allgemein liegt fest, daß die Hangendscholle (d. i. über den Zwischenschiefen) stärker vererzt ist, als die Liegendscholle (unter den Zwischenschiefen, vgl. Kärtchen 11). Die bekanntesten Lager im Liegend sind: Söbberhaggen-, Wismat-, Augustin- und Liegendlager. — Im Hangend: Franziskus-, Barbara- und Hauptlager. Um sich eine richtige Vorstellung über die Erzverteilung zu machen, muß man den Berg vom Gipfel bis in den Zirkus hinab kreuz und quer be-gehen, und eigentlich sollte man zudem auch die Stollen besuchen. Man muß sehr rasch sein, um damit halbwegs in einem Tag durchzukommen, hat kaum Zeit, stehen zu bleiben und man ermüdet dabei sehr. So ungeheuer groß ist der Aufschluß. Daher haben wir unsere Erzberg-Besichtigung nur auf einige wenige Punkte abgestellt, welche dann Ausgangspunkte für Überlegungen werden konnten.

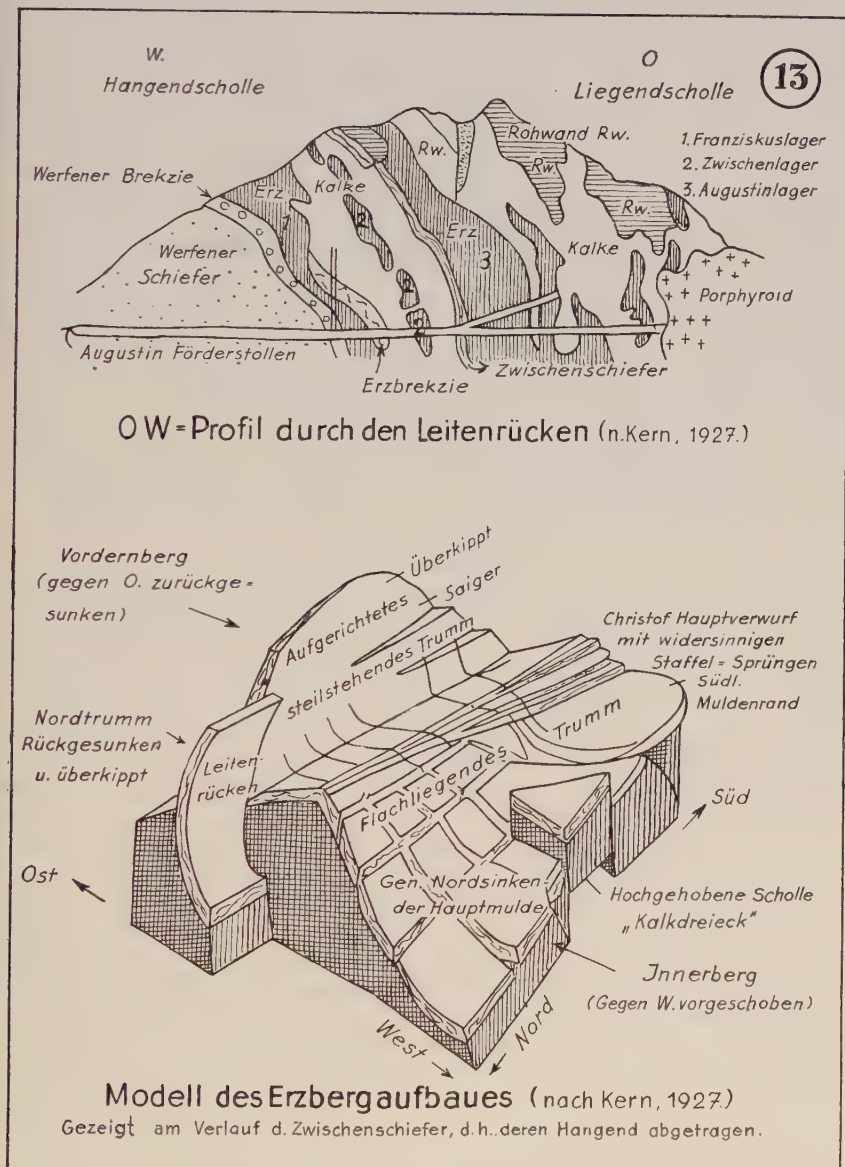
Erwähnt sei noch, daß sich der Erzschatz in einer früher einmal kaum erhofften Mächtigkeit auch unter die Werfener Schiefer in den Nordteil des Berges hineinzieht. — Die augenblickliche Lage des Abbaues zu schildern und auf seine Aussichten einzugehen, ist nicht Aufgabe dieser Ausführungen: dasselbe gilt bezüglich technischer Einzelheiten. Aber wir erinnern uns noch der Sortierungsanlagen mitten im Tagbau, wo mit Handscheidung das zerkleinerte Erz ausgesondert und verladen wird, und der großen Bagger auf den Abbaustufen. — Es hat einiges Interesse, sich anzumerken, wie der Abbau in Schwung kam, und was er geleistet hat. (Mit Benutzung einer Zusammenstellung bei REDLICH 1923.)

Erzgewinnung	geschätzt t	t/Jahr
Bis 1600	1 000 000	—
1600—1700	900 000	9 000
1700—1800	3 682 427	36 000
1800—1849	3 728 904	74 600
1850—1900	18 460 397	369 208
1901—1914	22 746 193	1 624 584
1916	—	2 300 000
1919	—	230 000
1924	vorübergehend eingestellt!	

Bis 1914 waren also schon 50 000 000 t Eisenerz = 5 Millionen Waggons (je 10 t) abgebaut worden! — Durch die Kriegsjahre 1914—18 war Hochbetrieb, dann Niedergang, unterbrochen von kleineren oder größeren Konjunktoren. — Nun kann man sich wieder auf Großbetrieb einrichten, der auch bei starkem Bedarf noch Generationen dienen wird.

Der Eisenerzer Erzberg gehört einem weiten Kranz von Spateisenlagern an, der die Hohen Tauern umschlingt. Einige Stücke davon: Gegen O ziehen Spatlager unter dem Hochschwab durch nach Gollrad und weiter zur Veitsch (Sohlenalpe), unter die Schneetalpe (Altenberg) und Rax (Knappendörfel) usw. — In der südlichen Hälfte des Kranzes liegt der Hüttenberger Erzberg. Nach W setzen sich — immer mit der Grauwackenzone — diese Lagerstätten über Mitterberg bei Bischofshofen angesichts der Hohen Tauern in das Kitzbühler Gebiet hinein fort. Bei Gastein, am Silberpfennig, kennt man einen Golderzgang, der Eisenspat als Gangart reichlich

mitbringt und — wenn auch in bescheidenem Ausmaß — einen Kalkmarmor metasomatisch verdrängt (PETRASCHKE 1932), auch Ankerit geht mit. Das



deutet eine Verbindung mit den Stoffverlagerungen in den Hohen Tauern an, auf die wir noch einmal zurückkommen. Aus alledem sieht man: Die Spateisenvererzung um die Hohen Tauern ist ein einheitlicher, regionaler Schöpfungsvorgang.

8. Begehung am 28. 8. 38

Vom Berghaus aus betraten wir den Tagbau mit der Abbaustufe Maschin (1229 m). Der erste, ebene Zugang führte noch durch Rohwand. Die Leitern brachten uns durch das sogenannte Hauptlager empor zur Stufe Zauchen. Schon von Berghaus an bewegten wir uns oberhalb des Christof-Hauptverwurfes. Auf Zauchen gegen S gehend, traten wir aus dem Erzkörper mit seinen braunen Wänden aus in ein Gemeng von Kalken und Rohwänden. — 600 m (!) vom Berghaus weg, wird bei der schönen Rohwand neben einem Stollenmund Halt gemacht. Diese echt metasomatische Rohwand ist frisch gebrochen ganz hellgelbgrau, fast weiß, feinkörnig, und die Spaltflächen der Körner glänzen lebhaft. Die steil stehenden Bänke sind mit einer etwa 1 mm starken, rotbraunen Verwitterungskruste überzogen. Von dieser „Josefi-Rohwand“ weiter nach Süden gehend, queren wir eine mächtige Kalkmasse mit einem Steinbruch: den Sauberger Kalk: hier hat er einmal Versteinerungen geliefert, die von großer Bedeutung für die Altersfrage waren. Gleich dahinter zieht das Barbara-Lager mit schmalen Bänken über den Weg. Dann treten wir in bewachsene Hänge ein und kommen mittels Wegschlingen über die Siedlung Wismat in die Erzberg-Unterlage, ohne auf die inzwischen überschrittenen Zwischenschiefer geachtet und ohne das Wismatlager anstehend beobachtet zu haben. Dann führt der Weg längs Aufschlüssen zum Gipfelfläch, wo gruppenweise errichtet wird, was die vorstehenden Seiten zum Inhalt haben.

Der Gipfelbau liegt entblößt vor uns. Man sieht die steil aufgerichteten Zwischenschiefer und ihre Überkippung. Im Hangend, gegen Eisenerz zu, stehen hier Kalkbänke an. Im Liegend, gegen den Reichenstein gewendet, herrscht Rohwand. Man sieht über Berghaus und Barbara bis zum Fuß des Berges hinunter und in den Zirkus. Oberhalb Barbara merken wir die Lage der großen Hangend-Rohwand an; im Zirkus biegen die Schichten wieder auf (siehe Profil, Kärtchen 11), ferner leuchtet das helle Kalkdreieck herauf, und die ungeheuren Haldenstürze lassen ahnen, was hier der Mensch schon verändert hat. Um uns die einkesselnde, schützende Überhöhung der Kalkklötze und Mauern!

Im Abstieg halten wir zunächst auf Stufe Emil (1468 m). Am Stufenrand stehen fossilführende Sauberger Kalke ohne viel Umwandlungsspuren an. Die in der Stufe aufstehende Wand aber gehört schon zum Barbara-Lager. Hier schiebt sich zwischen reinen Kalkstein und edlen Flinz eine Rohwandwolke ein. Man beobachtet, wie die Karbonatmassen sich gegen den Kalk und gegeneinander unregelmäßig buchtig und lappig, über die Bankung hinweg, abgrenzen. Hier setzt mit krummen Wänden auch jener schöne, mächtige Kalkspatgang durch, aus dem die faustgroßen und größeren, milchig trüben und grau- bis rotfleckigen Kalkspate stammen, die sozusagen einen riesenkörnigen Marmor als Gangfüllung aufbauen. Gleich daneben gibt es auch ganz grobkörnige Ankeritgänge. Das waren hier hübsche Bilder von Metasomatoose mit Gangdurchörterungen.

Wir wenden neuerlich nach S und steigen ab zu den überkippt oder sehr steil stehenden Zwischenschiefern mit ihrem teils phyllitischen, teils quarzitischem Material, sehen darüber etwas vom Wismatlager und kommen schließlich an den liegenden Porphyroid der Erzbergunterlage, über welchen hinweg man in das Gebiet der Unterlags-Phyllite

einsehen kann, durch die wir bei der Anfahrt über die Bergstraße hierher kamen.

Die hier auftretenden Porphyroide sind stark vergrünt, d. h. also mit eingesiedeltem, fein fetzigem Chlorit durchwirkt, aber man merkt noch die Quarzeinsprenglinge und an manchen Stücken auch Feldspatreste. Die (serizitische) Grundmasse ist schiefrig und unentwirrbar dicht.

Über Kogel und Josefi geht es dann nach Pauli. Auf dieser Stufe kommen wir durch zunächst erzarme Aufschlüsse wieder an das Haupterzlager und zu dem darinliegenden „Werfener Keil“.

Schon die auf der Stufe liegenden Blöcke zeigen die Vererzung der Bresche. Vielfach sieht man bloß Eisenspat die Brocken ganz oder teilweise metasomatisch ersetzen (es ist dann ein bedeutender Korngrößenunterschied zwischen Eisenspat (grob) und Kalkstein (feinkörnig) oder man sieht ihn auch freiläufig schon das Zement durchdringen. Daneben trifft man auch jüngeren Ankerit in Schnüren und Putzen. Gerade hinter einem großen Bagger war ein Wandaufschluß, der die Grundbresche noch ohne tektonische Verformung, also mit eckigen Brocken zeigte. Und hier sah man auch, wie der Rand einer metasomatischen Wolke quer über die Schichtung und mitten durch Brocken hindurchlief! Dabei springt sie vom Brocken in den Zement und wieder in einen Brocken oder sie geht auch im Zement zwischen Brocken durch, so daß der eine ganz vererzt, der andere ganz unvererzt erscheint. — Weiter nördlich kommt — abermals auf Pauli — jene Stelle, wo man auf wenige Meter Entfernung den Übergang der eckigen in die ausgewalzte Bresche beobachtet. Durch die Auswalzung werden die Kalkbrocken zu Fladen und schließlich zu langen, ganz dünnen Platten, so daß man einen streifigen Kalkschiefer vor sich hat, in dem die Zementmassen nun als dünne rote Zwischenlagen hervortreten. Hangend der Breschenschicht und überall im Faltenkern der Werfener Lagen trifft man auf die hier dünnblättrig gewordenen Werfener Schiefer mit bunten Farben, unter welchen rot und graugrün bis gelbgrün am meisten auffallen.

An diesen Stellen gibt es keine Vererzung. Man muß daraus schließen, daß die Vererzung jünger ist, als die Auswalzung. Sonst müßte wohl auch das Walzprodukt ausgiebige Mengen bereits vorher vererzter Breschen enthalten.

Der Weg führt hinab auf Stufe Elisabeth, schon wieder nahe dem Berghaus. Hier sieht man reines, prächtiges Erz, besten Flinz von z. T. ganz hellgelbgrauer Farbe und kleinem Korn, aber auch schon stark verwittertes, braunes Erz, in dem sich über das schwärzliche, manganreiche Blauerz schon reichlich Wad (Manganschaum) zieht. Hier sieht man auch Schwärme von miarolithischen Hohlräumen mit schönen Eisenspatköpfen, oft auch Ausfüllungen aus Ankerit und klarem Bergkristall. — Hier ist auch ein trefflicher Fundpunkt für Roßzähne, das sind weiße Dolomit- oder Ankerit-Belteroblasten (SANDER), die aus dem dunkelbraunen Erz herausleuchten wie die Zähne aus dem Pferdemaul.

Man kann häufig beobachten, daß Ankerit einfach auf Hohlräumen (in Drusenräumen) über Eisenspat wächst. Gelegentlich wird auch dies unter die Roßzähne gerechnet, wenn der Ankerit den Hohlraum völlig einnimmt (PETRASCHKE). — Oder man sieht, daß Ankerit als Prophyroblast in das Eisenspatgewebe hineinwächst, davon hat REDLICH schöne Abbildungen veröffentlicht, und er knüpft daran wichtige Folgerungen für den Erzabsatz: Normalerweise soll dann Eisenspat zuerst ausfallen und Kalk in Lösung

gehen, dann Ankerit mit Hilfe dieses Kalkes und neuer Eisenlösung gebildet werden, wie bereits S. LXVII ausgeführt. Tatsächlich habe ich gerade hier schon mehrmals Roßzähne gefunden, welche Ankeritknoten, aus einigen Belteroblasten bestehend, enthalten. Und in den Belteroblastenleibern sieht man wie Einschlüsse Reste von Eisenspatkörnern mit korrodierten Rändern, ja sogar korrodierte Reste von Flinzgewebe. Da ist demnach der Ankerit tatsächlich Aufzehrer und Verdränger von Eisenspat und dringt auf Kornfugen in das Flinzgewebe vor. Und dies stimmt auch zu den REDILCHSchen Erfahrungen und Vorstellungen.

Auf Elisabeth nach N vorstoßend, treffen wir den schräg von oben herabziehenden Werfener Keil mit den ausgewalzten Schenkeln abermals und sehen ihn sich mit der geschlossenen Werfenermasse vereinigen. Die Grenzerscheinungen sind dieselben wie früher. Sehr schön aber kann man hier über die Faltung hinweggehend, ein System von Eisenspat-Ankerit-Quarzgängen beobachten, die schwarmförmig auftreten und z. T. noch Hohlräume frei haben. Ein Gangnetz von gelbem Ankerit durchörtert den Liegend-Flinz der Falte, in welcher letzterem auch noch abgerissene Fetzen der Werfener, von der Hauptmasse tektonisch abgetrieben, schwimmen. Nun ist Berghaus wieder erreicht. — Ende der Vormittagsbegehung. — Mittagspause.

Nachmittagsbegehung. Von Berghaus führte der Weg nach „Frey“ (1150 m). Hier wurden erst einmal die bis 30 m mächtigen Zwischenschiefer hart unter dem Christof-Hauptverwurf besichtigt. Man sah inmitten größerer graphitisch grauer Phyllitmassen, auch deren „gebleichte“, hellgraue bis lehmgelbe Formen. Sobald deren Farbe stumpf ist, handelt es sich stets sicher um Tonschiefer-Abkömmlinge, die mit Porphyroiden nichts zu tun haben. Wenn aber die Farbe leicht grüngelb und ein öliges Glänzen bemerkbar wird, hat man Serizitschiefer vor sich, die sich chemisch als zu den Porphyroiden gehörig erwiesen und in ihrer überaus feinen, unschichtigen Filzstruktur sich von allen sonstigen hier vorkommenden Schiefen unterscheiden, welche Serizit bis Feinmuskowit als Hauptgemengteil haben, z. B. also von Phylliten und phyllitischen Tonschiefen aller Färbungen. Hier war auch die enge Faltung der Zwischenschiefer aufgeschlossen, man sah wieder abgelöste Schuppen im rohwändigen Erz (das vereinte Barbara- und Hauptlager) schwimmen, traf prächtige Schiefererze an, auch vereinzelt Knotenschiefer. Körniger Porphyroid wurde in diesem Teil der Zwischenschiefer noch nicht gefunden, wohl aber an einer anderen Stelle (Berghausstraße, nahe Berghaus!).

Nun wurde das Barbara- und Hauptlager mit seinen guten Flinzen der Breite nach durchschritten bis zum Austritt, und von Frey nach „Wegstollen“ (1027 m) abgestiegen, um auf dieser Stufe nach N zurückzuqueren. Gerade dort, wo wir Wegstollen trafen, waren nämlich Klüfte mit (allerdings bescheidenen) Eisenblüten, etwas Erzbergit und sonstigen Sintern, ferner „steirisches Kletzenbrot“, die aragonitverkittete limonitisierte Erzbresche. — Dann, weiter nach N, vor der Sortierung, kam gutes, helles Erz zum Vorschein mit zwischengeklemmter Rohwand und einigen Zwischenschiefer-Fetzen; daran schlossen sich Räume mit grauem, etwas graphitisch-bänderigem Erz, immer wieder mit Rohwand-Zwischenschaltungen. Schließlich kamen wir (im Gewitter) zur großen Hangend-Rohwand des Johann-Rückens (siehe Kärtchen 11, 12).

Hier kann man Stücke von schneeweißem, grob- bis mittelspätigem Ankerit schlagen, der ganz normalen Eisengehalt hat, obgleich seine Farbe dies nicht ahnen läßt. Und ganz ähnlich verhält sich mit dem in dieser Rohwand auftretenden Eisenspat, der eine ganz leichte hellgelbgraue Färbung besitzt und dennoch normalen Eisengehalt aufweist. Man sieht an großen, frisch losgelösten Blöcken ganz ausgezeichnet die typischen Wolkengrenzen der metasomatischen Massen gegeneinander und gegen den Kalkstein, von dem es noch Reste gibt.

Vom Rande der mit Gleisen belegten Stufe aus waren die wichtigsten Baulinien des Erzberges prächtig zu sehen: Christof-Hauptverwurf, ein Bündel Muldenverwürfe, die vom Berghaus zur Sortierung auf Wegstollen herunterziehen und sich an die Flanke des unter uns klar sich abzeichnenden Kalkdreieckes heranmachen. Das Kalkdreieck leuchtet hell aus seinen Kalkmassen herauf zu uns, und sein Zwischenschiefferrahmen mit den graphitischen Anfärbungen läßt die Grenze noch schärfer hervortreten; es wird von den braunen Erzmassen des Barbara- und Hauptlagers umgeben. — Ferner sieht man auch ein Bündel SO-Verwürfe von der Sortierung bergaufwärts über die Stufen schneiden. Die Verwürfe sind dadurch so deutlich, daß sie auf steilen, scharf durch Risse gezeichneten Flächen verlaufen.

Der Weiterweg brachte uns abermals an die Werfener Grundbresche und in die Hauptmasse der Werfener Schiefer, wenige Stufen über Barbara, wohin wir zum Abschluß der Begehung gelangten. Und dann brachte uns der Stinnes-Aufzug zu Tal.

9. Abschluß

Bezüglich der Entstehung der Lagerstätte und Herkunft der Eisenlösungen gibt es verschiedene Meinungen. Es fehlte nicht an Versuchen, das Erz des Erzberges als Sediment aufzufassen. Die tatsächlich beobachteten Verhältnisse lassen indes diese Deutung nicht zu. Die Eisenmassen sind in ein bestehendes Gebirge eingeträufelt worden. Damit hat sich zuerst REDLICH lange und auf immer wieder erweiterter und vertiefter Grundlage auseinander gesetzt. Ihm gebühren die ersten glücklichen Erfolge in dieser Hinsicht. Die Quelle der Eisenanlieferung war ihm zweifelhaft, aber sicher schien es ihm, daß es wesentlich Eisenkarbonatlösungen waren (er denkt insbesondere an Bikarbonatlösung), welche den metasomatischen Umsatz ermöglichten. REDLICH war überzeugt, daß die Lösungen juvenilen Charakter hatten und die Lagerstätte epigenetisch gebildet worden war. — PETRASCHKE verknüpfte die schon bekannten und gewürdigten Tatsachen der gesetzmäßigen Erzverteilung um die Hohen Tauern zu einem Lehrbild, wie es vor ihm schärfer noch nicht gezeichnet worden ist; um die Tauern schlingt sich eine „metallogenetische Zone“ gemeinsamer Abkunft und Entstehung, und sie umfaßt die dem Kranz der Tauerngoldlagerstätten vorgeschobenen Kupferlagerstätten und Eisenspatlager so gut wie auch die ganz außen liegenden Blei-Zinklager in den anschließenden nördlichen und südlichen Kalkalpen. Überdies rechnet PETRASCHKE auch die Spatmagnesite herein. Zu diesem Erzhof der Hohen Tauern sucht PETRASCHKE „den zugehörigen Vulkanismus“. Er sieht ihn in den tertiären „Andesiten“, das wären also die Gleichenberger Trachyandesite! (Gesteine von der Beschaffenheit der Dazite und Andesite bzw. Rhyolithe des Karpateninnenrandes lehnt er ab.) Es sollen also, wenn ich recht verstanden habe, die Eisenspat- und Magnesit absetzenden Lösungen

zusammen mit sulfidischen Erzen usw. Restsäfte eines trachyandesitischen Magmas sein, welches in der Oststeiermark zutage trat, im Tauernbereich aber wohl tief unter der Kruste steckend angenommen werden müßte, denn nirgends sind davon Zeugen in diesem Bereich entdeckt worden. Bei dem großen Radius des Erzhofes und den Massen des Restsaftes, nur allein nach deren Sichtbarkeit beurteilt: müßte dies eine unvorstellbare große Andesitmasse sein.

Dagegen bringe ich vor: Man kann nicht verstehen, wie es möglich sein soll, daß dieser Andesit seine Restsäfte durch ganz junge Deckensysteme hindurchschicken kann, und dennoch selber sich nicht zeigt. — Ferner: Das sichtbare Massengestein inmitten des Erzhofes ist ein Tiefengestein: der Zentralgranit mit seinen Differentiaten. Daß dieses Gestein eine paläozoische Intrusion sei, die Erzgänge aber von ihm getrennt durch das ganze Erdmittelalter, ist eine unbeweisbare Ansicht. Er ist gar nicht alt, sondern selber so jung, daß die Erzgänge bloß seine Nachzügler sind (KÖLBL. ANGELHERITSCH).

Gegen die Einbeziehung der Magnesite habe ich neben geologischen Bedenken ein ganz schweres geochemisches. Das geologische wäre: Man hat keine Spatmagnesite im Tauernhof, welche höher als in das Carbon griffen und das Magnesit-Carbon ist etwas, woran die Spateisensteine unbeteiligt sind. Die Eisenspate steigen aber bis hoch in die Trias! Die beiden Paragenesen des Mg und Fe sind also auffällig getrennt.

Geochemisch: Diese Trennung wäre aber ganz unbegreiflich, wenn beide aus einem Topf stammen würden, denn Mg und Fe sind als zweiwertige Kristallbausteine derartig verwandt, daß sie bei gemeinsamer Abkunft isomorphe Mischkristalle bilden müßten, sie könnten gar nicht anders. Es müßte dann nur gemeinsame Mg-Fe-Spat-Lagerstätten geben, mit durchschnittlicher Breunnerit-Zusammensetzung, und es könnte nicht Eisenspatlager einerseits und Spatmagnesite andererseits geben, wie es wirklich der Fall und so sauber auseinandergelegt ist. Es müßte wirklich erst jener Vorgang aufgezeigt werden, der die Bildung der Mischlagerstätten aus gleichem Topf, zu gleicher Zeit, und räumlich so nahe beieinander, verhindern sollte.

Bezüglich der geologischen Bedenken gegen die Zusammenziehung der Eisenspate und Spatmagnesite vgl. auch SCHWINNER, HABERFELNER, FRIEDRICH.

Ein weiteres Bedenken habe ich gegen die Aufrufung eines bestimmten, zugehörigen Vulkanismus als Stoffspender der Spatmassen. — Überlegen wir uns, wie normalerweise, will sagen in der weitaus größten Anzahl der beobachteten Fälle, die Erzabfolgen aus vulkanischem Quell zusammengesetzt sind! Dann stößt man darauf, daß gerade in den zwei Lagerstättentypen: Spateisen und Spatmagnesit die Konzentrationsverhältnisse gegenüber der Regel auf den Kopf gestellt sind: Ich habe darauf schon hingewiesen (S. LVIII). Die sulfidisch-oxydischen Erze sind durch die Spate in ganz auffallender Weise verdünnt, und Metasomatosen in solchem Ausmaß kennt man in den Regelfällen nicht. Da heißt es denn folgerichtig den zugehörigen Vulkanismus als Erzbringer auf das ihm zukommende geringe Maß zurückzuschrauben. Billigen wir schon Restsäften vulkanischer Natur (ich meine für diesen Fall jene der Tauerngranitmassen) die Bringung der

sulfidischen Erze des Erzhofes zu, sowie jener sulfidischen Erze, welche den Eisenspat verdünnt begleiten, dann hat man überdies nun nach einer Eisenspatquelle zu suchen, unter Ausscheidung eines vulkanischen Vaters. Woher aber könnte sie denn stammen?

Da tatsächlich die erwähnten Sulfide örtlich und der Abfolge nach mit dem Eisenspat (aber nicht mit Spatmagnetit) verknüpft sind, muß der Schluß gezogen werden, daß sie aus demselben reagierenden Komplex stammen, in welchem die Tauerngranite ein Glied sind. Der Komplex aber wäre das Tauernsystem mit allen Gliedern, also auch mit den Schiefern des Altkristallins, mit den jungen Schiefern, und mit den Marmoren, Tremolitmarmoren, Kalksilikatschiefern. In den letzten zwei genannten Gliedern der „Tauernschieferhüllen“ wird bei den Reaktionen der Tauernkristallisation Silikat auf Kosten von Karbonat gebildet (Klinozoisit, Tremolit, andere Hornblenden, Epidot, gewisse Granaten) und CO_2 wird frei. Lösungswasser ist genug verfügbar, somit sind Stofftransportmittel in gewöhnlichster Form vorrätig. Andererseits geht nun Hand in Hand mit der Tauernkristallisation die Diaphthorese des Altkristallins mit seinem Reichtum an Eisenmineralien (Granat, Staurolith, Biotit). Es ist lange bekannt und immer wieder beobachtet worden, daß die Diaphthorese aus ihnen magnesiumbeherrschte Mineralien macht: Chlorite! Hier ist Eisen Abfallstoff und kann durch die erwähnten Transportmittel ausgeführt werden; daß dies bis zu denselben Entfernungen geschieht, wie jene richtiger Erzgänge vom Herd es sind, erscheint nun wohl nicht mehr verwunderlich. Im Gebirgskern ist eben kein Platz mehr, und deswegen müssen die Restsäfte und Abfallprodukte des ganzen reagierenden Komplexes, nicht nur der mitreagierenden vulkanischen Massen allein, hinaus in die Ferne. Wie sie dort günstig untergebracht werden können, zeigt die Metasomatose.

Diese Ableitung ist neu. Aber es liegt seit geraumer Zeit bereits in der Luft, vulkanische Massen nicht mehr so unbeschränkt als die alleinigen Spender unserer Bodenschätze und als unabhängig aus der unergründlichen Krustentiefe aufsteigende Fremdkörper im Gebirgsbau einzuschätzen.

Schrifttum

Die Arbeiten, die sich von mineralogischer, geologischer und lagerstättlicher Seite her mit dem steirischen Erzberg befassen, liegen in **119** bedeutenden Nummern vor. Im folgenden wird eine ganz kleine Auswahl gezeigt:

1. K. A. REDLICH, Bergbaue Steiermarks. Darin XL. Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. Wien 1923. 1—144. Mitteil. der Wiener geologischen Gesellschaft XV, 1923, H. 1.

Hierin ein sehr eingehendes Verzeichnis des älteren Lesestoffes.

2. E. SPENGLER, Warum liegt die weitaus größte Sideritlagerstätte der steirischen Grauwackenzone gerade am Erzberg usf. Zeitschr. f. prakt. Geologie **34**, 1926, 86—92.
3. A. KERN, Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges 1925—1926. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. **75**, 1927, 23—29 u. 49—55.
4. F. ANGEL, Über Gesteine vom steirischen Erzberg. Mitteil. d. Natw. Vereins f. Steierm. **64** 65, 1929, 79—110.
5. WILH. PETRASCHKEK, Metallogentic Zones in the eastern Alps. Pan-american Geologist **47**, 1927, 109—120.
6. G. HIESSLEITNER, Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. Jahrb. d. Geolog. Bundesanst. Wien 1929, A, **79**, 203—240.
7. WILH. PETRASCHKEK, Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitzber. d. Wiener Akademie. Math.-Natw. Kl. I, **141**, 195—242.

8. E. HABERFELNER, Die Geologie des Eisenerzer Reichensteins und des Polsters. Mitteil. d. Abteil. f. Bergbau, Geologie und Pal. des Landesmuseums Joanneum, Graz 1935, 1—32.
In dieser wichtigen Arbeit sind die zahlreichen paläontologischen und allgemein geologischen Arbeiten von FRANZ HERITSCH und seiner Schule ausgewiesen, durch die der Erzbergbau schon sehr genau geklärt werden konnte.
9. SCHWINNER, Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? Verhandl. d. Geolog. Bundesanst. Wien 1937, Nr. 11, 235—241.
10. ANGEL und HERITSCH, Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Zentralbl. f. Min. usw., Jg. 1931, B, 516—527.
11. L. KÖLBL, Das Nordostende des Großvenediger Massivs. Sitzber. d. Wiener Akad. Math.-Natw. Kl. I, 141, 1932, 39—66.
12. —, Geologische Skizze des Habachtales. Festschrift zum 50jähr. Bestand der Sektion Jena des D.-Ö. A. V., Jena 1932, 20—25.

Bericht IX

Die Magnesit-Talklagerstätte im Obertal bei Oberdorf a. d. Lamming (Steiermark)

(Nachexkursion der DMG. am 29. 8. 1938)

Von

KARL MATZ,
Leoben

Dazu Kärtchen 14 a, b

Die kleine Industrieortschaft Oberdorf a. d. L. liegt 15 km nordwestlich von Bruck a. d. Mur, an der Autobuslinie Bruck—Tragöß. Die Magnesit-Talklagerstätte, die mineralparagenetisch eines der interessantesten Spatmagnesitvorkommen (Typus Veitsch bei Redlich) der steirischen Grauwackenzone darstellt, befindet sich eine halbe Gehstunde südlich von Oberdorf im Obertal, einem vom Kletschachkogel herabziehenden Graben.

Das geologisch als westlicher Ausläufer des Troiseckkristallins aufzufassende Kletschachkogelmassiv (1458 m) wird vorwiegend aus Migmatiten und Amphiboliten gebildet, über welchen sich — gegen Norden einfallend — die unteren Stockwerke der Grauwackenzone aufbauen. Über den hier nur spärlich vertretenen Quarzitschiefern folgt das Graphitkarbön, eine fast 2 km mächtige Serie von graphitischen Tonschiefern mit mehreren eingelagerten Kalkzügen. Daran schließen sich 2 Schuppen, bestehend aus den glänzenden, feingerunzelten Phylliten unbekannten Alters, ferner Grünschiefern (die vielleicht als Abkömmlinge von Diabasen oder deren Tuffen zu deuten sind) und endlich den feinschichtigen Grauwackenschiefern. Diese werden von einer (bereits am Nordhange des Lammingtales liegenden) mächtigen Decke von Porphyroid überlagert, die unter die Trias des Hochschwabs untertaucht. In diesem N—S-Profil ist das Fehlen des obersten Grauwackenhorizontes, des erzführenden Kalkes bemerkenswert. (Dazu Abb. 14a.)

Die Magnesit-Talklagerstätte ist an den hangendsten Kalkzug des Graphitkarbons gebunden, der stellenweise rauhwackenartiges Aussehen zeigt. Teile dieses Kalkzuges sind zu beiden Seiten des Obertales (Wiesergut) und auch auf der Kuppe des Riemerberges 1175 m metasomatisch zu Magnesit umgewandelt worden; die Umwandlung ging zweifellos von der durch Ton- und Grauwacke gebildeten Hangendgrenze aus, die eine Art Permeabilitätsgränze bildete, wobei Teile der Hüllschiefer in Talk umgesetzt wurden.

Der eisenarme Magnesit tritt in elfenbeinweißen, mittelkörnigen bis grob-spätigen Aggregaten auf, deren Spaltflächen starken Perlmutterglanz zeigen. Am Hangendkontakt zeigt er pinolitische Ausbildung, gegen das Liegende zu geht er durch eine Dolomitrandzone in den von der Metasomatose nicht mehr erfaßten Karbonkalk über. Die Liegendbank der Magnesitlinse enthält den Dolomit in enger Verwachsung mit Magnesit und für das Auge nicht vom Magnesit unterscheidbar. Besonders die grob-spätigen Magnesitpartien sind reich an Dolomit. Die an vereinzelt Stellen auftretenden reinweißen, in großen Rhomboedern spaltenden „Dolomitroßzähne“ sind sicher jüngere Bildungen.

Eine sehr interessante Mineralfolge weisen die zahlreichen Klüfte und Hohlräume im Magnesit und Dolomit auf. Die Wandauskleidung bilden stets Dolomitkristalle in mannigfaltiger Tracht. Neben Kristallen, die das Grundrhomboeder kombiniert mit der Basis aufweisen und ab und zu auch als Dolomiddoppelspat, also wasserklar auftreten, überwiegen flach-rhomboedrische, linsenförmige Formen, denen Riefung schönen Seidenglanz verleiht. Öfters sind solche Kristalle zonar gebaut und lassen im Innern trübweiße Kerne erkennen. Daneben finden sich blaßrosafarbene, sattelförmig gekrümmte Dolomitkristalle, die an manche Sideritformen erinnern. An kürzlich gemessenen Dolomitkriställchen, die die Unterlage des Strontianits bilden, konnten nicht weniger als 10 verschiedene Flächen festgestellt werden. Ab und zu wurden in Hohlräumen bis 15 cm Kantenlänge messende Dolomitrhomboeder gefunden, deren Oberfläche dicht mit parallel orientierten, gelbgefärbten Subindividuen besetzt ist.

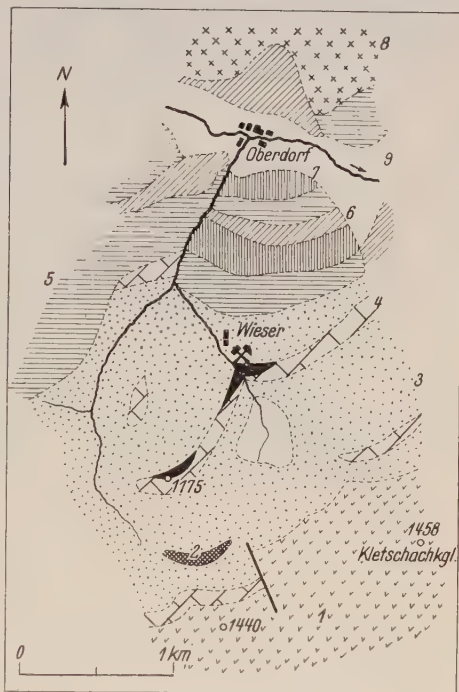


Abb. 14a.

Kalkspat findet sich in zentimetergroßen weingelben Skalenoedern oder graugelben Rhomboedern, die in einzelnen Fällen würfelförmiges Aussehen besitzen, stets auf Dolomitdrusen aufgewachsen.

Kalkspat findet sich in zentimetergroßen weingelben Skalenoedern oder graugelben Rhomboedern, die in einzelnen Fällen würfelförmiges Aussehen besitzen, stets auf Dolomitdrusen aufgewachsen.

Aragonit wurde nur einmal in mehreren 5 cm großen radialstrahligen, weißnadeligen Büscheln zusammen mit weißdurchsichtigen Talkblättchen und Quarzkristallen auf Dolomit sitzend beobachtet.

Quarz tritt häufig in trübweißen bis gelben aufgewachsenen Kristallen auf; in manchen Drusen Hohlräumen sind Dolomitekristalle mit wasserklaren, beiderseitig vollkommen ausgebildeten Quarzkriställchen, die stark an die Marmaroszer Diamanten erinnern, übersät.

Schwerspatkristalle auf Dolomit aufgewachsen, wurden von A. SIGMUND 1913 beschrieben, doch wurde dieses Mineralvorkommen seither durch keinen Neufund bestätigt.

Im Frühjahr 1938 wurde beim Streckenvortrieb ein kleiner Hohlraum angeschossen, der auf einem aus kleinen Kristallen bestehenden Dolomitüberzug große rosafarbene Kristalle barg, die als Strontianit erkannt

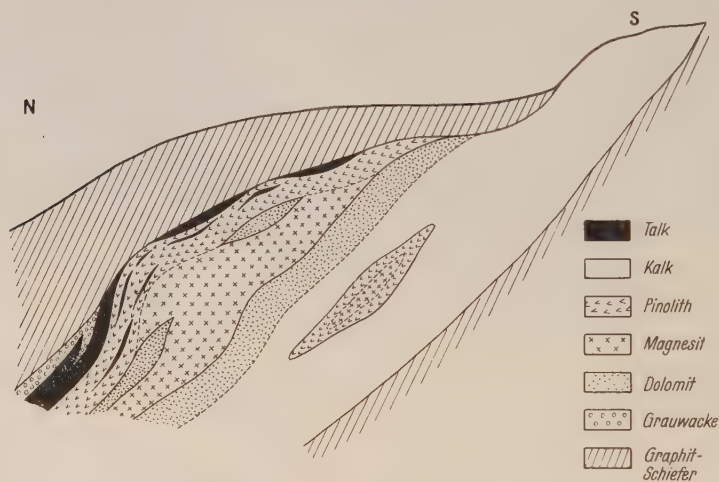


Abb. 14 b.

wurden. So wie bei dem bekannten Leoganger Vorkommen konnten auch hier 3 Wuchsformen: säuliger, tafeliger und quarzähnlicher Strontianit nachgewiesen werden.

Manche Klüfte im Magnesit und auch im dolomitischen Kalk enthalten Bergleder und Bergkork, die von H. MEIXNER (Graz) als β -Palygorskit und Parasepiolith mineralogisch unterschieden wurden.

Die von anderen Spatmagnesitvorkommen Steiermarks bekannten Quarz-Sulfidgänge scheinen in Oberdorf zu fehlen, doch wurden gelegentlich Malachitanflüge beobachtet.

Der Talk, auf den ein Bergbau in der Kontaktzone zwischen Magnesit und Hüllschiefer (Abb. 14 b) umgeht, ist in überwiegendem Maße durch metasomatische Umwandlung der Hüllschiefer, aber auch des zur Zeit der Talkbildung bereits fertig vorgelegenen Magnesites entstanden. Fast stets ist der Charakter des umgewandelten Gesteines (Grauwacke, Tonschiefer) noch deutlich erkennbar. Einzigartig sind die 1937 erstmalig aufgefundenen Pseudomorphosen von Talk nach Pinolithmagnesit. Die Farbe des Talkes ist vom Pigment des umgewandelten Materials abhängig: Um-

gewandelter Magnesit erscheint weiß, Pinolit marmoriert, in Talk umgewandelte (Grauwacke und Tonschiefer sind im Rohstein dunkelgrau, geben aber trotzdem weißes Mahlgut. Schwundspalten im Magnesit sind durch schneeweißen, kristallinen Talk ausgefüllt, der direkt aus Lösungen zum Absatz kam. Sehr selten findet sich auch blaßgrüner, blättriger Talk (hier Talkblüte genannt) in schönen Rosetten, die vollkommen manchen Pyrophyllitvorkommen gleichen.

Pyrit ist in schwebend ausgebildeten Kristallen von oft ansehnlicher Größe und Schönheit im Talk und auch im Magnesit nicht selten. Manche Talkpartien erscheinen geradezu mit Pyrit imprägniert. In der Hauptsache herrscht das Pentagondodekaeder vor. Bestimmte Talkzonen führen nur Zwillinge des Eisernen Kreuzes. Gewisse rosarote Talklagen zeigen Pyritkristalle von der Kombination (100) · (111) mit seltsam korrodierter Oberfläche. Im Magnesit sind es dagegen scharfkantige Würfel.

Der vorerwähnte rosarote Talk enthält nicht selten Kristalle von Magnesit (Kombination Rhomboeder mit Basis).

Apatit wurde bisher erst einmal zusammen mit Pyrit und Talk aufgefunden. Das Fundstück zeigt ihn in Form weißer, langgestreckter Nadeln in Talk eingewachsen.

Chalcedon (Hornstein) tritt knollenförmig im Talk auf.

Entsprechend der Eisenarmut des Oberdorfer Magnesites ist Rumpfit (= Leuchtenbergit) nur selten in dichten graubraunen Putzen im Magnesit zu finden.

Durch das liebenswürdige Entgegenkommen der Direktion der Steirischen Magnesit-Industrie-AG., sowie der Leitung des ehemalig Elbogenschens Talkbergbaues war es den Exkursionsteilnehmern nicht nur möglich, beide Bergbaue zu befahren und im Magnesitbruch, bzw. auf den Halden reichlich Material zu sammeln, sondern es konnten in der äußerst umsichtig zusammengestellten Werkssammlung auch Stufen der selteneren Mineralien — wie z. B. der quarzähnliche Wuchs des Strontianites — besichtigt werden.

Schrifttum

- F. FÖTTERLE, Über ein neues Vorkommen von Magnesit in Steiermark. Jb. Geol. R. A. Wien 1855, 68/72.
 A. SIGMUND, Neue Mineralfunde in Steiermark und Nied.-Österreich. Mitt. natw. V. f. Stmk. 50, 1913, 330.
 E. KITTL, Das Magnesitlager Hohenburg. Verh. Geol. St. A. Wien 1920.
 K. A. REDLICH, Der Magnesit des Wiesergutes bei Oberdorf a. d. L. Verh. Geol. St. A. Wien 1921, 74.
 H. WELSER, Über Pseudomorphosen von Talk nach Pinolith. Berg- u. htm. M. H. 86, H. 4, 1/2.
 H. MEIXNER, Parasepiolith auf Magnesitlagerstätten vom Typus Veitsch. Min. u. petr. Mitt. 43, H. 3, 182/193.
 K. MATZ, Apatit und Strontianit von der Magnesit-Talklagerstätte Oberdorf a. d. Lammung. Zentralbl. f. Min. In Bearbeitung.
 H. MEIXNER, Neue Mineralfunde in den deutschen Ostalpen X. Mitt. natw. Ver. f. Stmk. 75, 1938, im Druck.

Bericht X

Geologische Stellung des Serpentin von Kraubath

Von

EBERHARD CLAR,

Graz

Auf der Fahrt von Leoben her bewegt man sich vorwiegend in der tieferen Abteilung der Grauwackenzone, der auch noch die Graphitlagerstätte von Kaisersberg, westlich St. Michael angehört. Man überschreitet ihre Liegendgrenze nahezu streichend im Bereiche von St. Michael und tritt in den Bereich des „Altkristallin“ ein. In diesem liegt der Serpentin von Kraubath als eine langgestreckte Masse von etwa 13 km Länge und über 2 km größter Breite ungefähr an der Grenze zweier unterscheidbarer kristalliner Gesteinsfolgen, die sich in diesem Bereiche mit nördlichem Einfallen scharen und die durch verschiedenartige granitische Intrusiva ausgezeichnet sind. Die Serie des Sekkauer Kernes im Norden und die des Gleinalmkernes im Süden, beide mit „Schieferhüllen“.

Der Serpentin ist jedoch nicht ein jüngeres Intrusiv an dieser Serierengrenze, sondern ist durch seinen Verband mit Amphiboliten der Hülle des Gleinalmkernes und durch Übertreten einzelner Gesteinstypen aus dieser auf seine Nordseite enge an die Serie der Gleinalm — und zwar deren „untere Hülle“ — geknüpft. Er steht damit geologisch als weitaus größte derartige Masse in der Reihe jener Serpentinorkommen, die an der Südflanke dieses Kernes (besonders Ochsenkogel) und im östlichen Weiterstreichen (Traföß im Murtal) mit den mächtigen Amphiboliten der unteren Gleinalmhülle verbunden sind.

Einige bemerkenswerte Unterschiede gegen diese übrigen Serpentine erweisen sich wohl vor allem als Folge anderer Größenordnung der Massen; er ist von der Durchbewegung nur in ganz geringem Maße ergriffen worden, deren „Umrührwirkung“ bei der Metamorphose dieses Stockes mangelt und er ist im Gegensatz zu den anderen kleineren nicht zu Antigoritserpentin geworden.

Der weitaus größte Teil seiner Masse ist unverschiefter Maschenserpentin auf Grundlage von Duniten, mit einem trotz äußerer Unterschiede recht gleichmäßigem Grade der Umbildung. Unveränderte Typen fehlen ebenso wie vollständig serpentinierte selten sind. In der Verbreitung begleitender Pyroxenite läßt sich eine Trennung vornehmen; Bronzitfelse — auch mit harzburgitischen Übergangsgliedern — sind in der Serpentinmasse noch nicht selten und treten in ihr im allgemeinen in einem mittleren Streifen nahezu der ganzen Länge nach in unregelmäßigen, nicht genau umgrenzbaren Körpern auf (darunter die besuchten Chromitbaue im Sommergraben). Andere, besonders diallagreiche Pyroxenite — einschließlich der wohl daraus entwickelten Smaragditfelse — bevorzugen als eine Art Randfazies den Außenrand des Serpentinstockes und vermitteln dort einen Übergang zu den Amphiboliten der Gleinalmhülle.

Diese schmale pyroxenitische Randentwicklung ist an manchen Stellen — sowohl am Nord- wie am Südrand — tektonisch abgerissen und nur dort

entwickeln sich als Folge der Durchbewegung reine und stark verschieferte Antigoritserpentine. Eine solche Stelle ist am Weg in den Sommergraben im Bachbett vorzüglich aufgeschlossen.

Schrifttum

- E. CLAR, Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. Mitteil. Naturw. Ver. f. Steiermark, **64**, Graz 1929, 178—214. Mit einer Karte 1:25000.
 J. STINY und F. CZERMAK, Geol. Spezialkarte 1:75000, Blatt Leoben-Bruck a. M., Geol. Bundesanstalt, Wien 1932.

Bericht XI

Die Minerale des Serpentinegebietes um Kraubath¹⁾ (Obersteiermark)

(Lehrfahrt Kraubath der DMG., 30. 8. 1938)

Von

HEINZ MEIXNER und LEO WALTER,

Graz

In mehr als 130 Jahren beschäftigte sich eine große Zahl von teilweise sehr bekannten Mineralogen mit Funden aus diesem Gebiet. Viele Exkursionen (z. B. auch eine anlässlich der Intern. Geologentagung Wien, 18. 8. 1903) wurden hierher geführt, trotzdem ist es, wie unsere Fahrt bewies, auch heute noch möglich, mit einer reichen Ausbeute heimzukehren.

Der Serpentinkörper bei Kraubath zählt zu den an Mineralarten und -abarten reichsten Gebieten der Ostmark. Eine große Zahl der Kraubather Minerale ist tatsächlich heute noch, oder besser, nun wieder zu finden; bis auf ganz wenige (Magnetitwürfel, Zirkon) gelang es uns in den letzten Jahren, alle anscheinend „einmaligen“ alten Funde (Ged. Kupfer, Bruzit, „Millerit“, Zaratit usw.) im Gelände wiederzuentdecken, Fragliches zu berichtigen (Uwarowit, Millerit) und noch manch Neues zu finden (Pentlandit, Pyroaurit, Artinit, Kluftantigorit, Gips u. a.).

Die petrographische Stellung im Rahmen der Gleinalpe und die geologische Lage des Peridotit-Serpentinkörpers erhellt aus den Aufsätzen von ANGEL (vgl. da bes. auch Karte 15!) und CLAR. Im 13 km langen und um 2 km breiten Serpentinkörper sind die Mineralfundstellen ausschließlich auf künstliche Aufschlüsse von dreierlei Entstehung beschränkt:

a) alte Chromitbaue und Stollen mit sehr ausgedehnten Halden aus dem vorigen Jahrhundert. Davon besuchten wir auf rechtem Murer, durch den Sommergraben bis zum Maschinenhaus wandernd, dann die am Mitterberg um den Standort des ehemaligen Berghauses gelegenen Vorkommen. Kleinere Chromitbaue gab es auch am Fledlberg und linksseits der Mur am Gulsenberg.

¹⁾ Dieser Bericht erfolgt als „Kraubather Lagerstättenstudien IV“.

Minerale: Chromit, Bronzit, Smaragdit, Kämmererit, Klinochlor, Talk, Magnetit, selten Kluftantigorit, Bittersalz, Gips, Malachit, Zaratit.

b) Magnesitstollen und Halden. Gegenwärtig stehen nur die von uns besichtigten Baue im Sommergraben, dem Mitterberge gegenüber in Betrieb, früher gabs auch noch besonders in der Gulsen Magnesitgruben. Magnesit-Deweylithadern sind auch in den alten Chromittagbauen am Mitterberg bloßgelegt.

Minerale: Magnesit, Deweylith (Gymnit), „Eisengymnit“, Meerschäum, und örtlich (nur am Dürnberg bei Knittelfeld, im äußersten Westen des Serpentinkörpers) noch Opale, Kalzedon, Bergkristall, Dolomit, Kalkspat und — wieder bei allen Vorkommen — Überbleibsel älterer Paragenesen.

c) Steinbrüche. Hier ist vor allem der mit Unterbrechungen seit über 100 Jahren betriebene, auch von uns aufgesuchte Gulsenbruch (wenig über der Reichsstraße) zu nennen. Einst wurde der hier gewonnene Dunit-Serpentin als Ofen-(Gestell-)stein, nun zur Grundierung bei Straßenbauten und als Baustein verwendet.

Minerale: Kluftantigorit, Kämmererit, Klufttremolit-Hornblendeasbest, Ged. Kupfer und dessen Oxydationsprodukte, Pentlandit, Pyroaurit, Bruzit, Aragonit, Kalkspat, Hydromagnesit, Artinit, Nesquehonit. Die Kraubather Minerale gehören ungefähr 8 Bildungsabschnitten an:

1. Dunit-Pyroxenitphase

Die Ursprungsgesteine sind nicht mehr unverändert erhalten, sondern, vgl. ANGELS Aufsatz, im Rahmen der Gleinalpengeschichte weiterentwickelt worden. Mit Ausnahme der tektonisch stärker beanspruchten Teile (Randzonen!) finden wir immer noch Olivin (mit 0,3 bis 0,6 % NiO) als wesentlichen Bestandteil, doch nie von sammelbarer Größe. In den Bronzititen dagegen sind häufig noch Bronzite mit bis 10 cm² großen Spaltflächen zu finden. Chromit ist in kleinen Körnchen im Dunit-Serpentin allgemein verbreitet, größere Chromitansammlungen treten stets nur in der Nähe einer Dunit/Bronzittgrenze auf; dies ist hier schon eine alte bergmännische Erfahrung (KAHL, 1864). Derbe, schlierige Chromitausscheidungen haben bis 15 cm Mächtigkeit, doch ohne langes Anhalten. Chromit in bis 3 mm großen scharfen Oktaedern findet sich selten, aber immer unmittelbar an der Grenze Dunit/Bronzitit; es ist das eines der schönsten irdischen, kristallisierten Vorkommen dieses Minerals. Über den Chemismus des Kraubather Chromeisens sind wir nur recht unvollkommen unterrichtet, denn es gibt davon außer KLAPROTHS alter Analyse (1806!) nur noch die von VAMBERA bei RYBA (1900), mit der sonderbaren, sicher unzutreffenden Angabe von 6,4 % CoO! REDLICH setzt dafür einfach CrO ein und DOELTER schreibt „Befremdend hoher Co-Gehalt; sollte es vielleicht Ca heißen?“.

2. Teilweise Chrysotilisierung der Olivine des Dunits

Der ganze mächtige Dunitkörper hat eine nach ANGEL tiefenhydatogene Umwandlung zu Maschenserpentin mitgemacht; in einem Chrysotilrahmen sind stets noch frische Olivinsplitter vorhanden. Die Stärke dieser Serpentinisierung ist wechselnd, doch kennen wir keine völlig chrysotilisierten Olivinfelse! Nach ANGEL und CLAR ist es immer die gemeine Rahmenfaser (α = Längsrichtung), die hier beim Aufbau des Maschenserpentins Verwendung fand.

Bei der Umwandlung von Olivin zu Chrysotil wurde Eisen frei und ist als meist feines Magnetit-Pigment ausgeschieden worden; nur selten findet man bis 0,5 mm große Oktaeder dieses Minerals. — Neue Funde von Kluftchrysotil (echte Goldfaser) haben gezeigt, daß dieses Mineral erst nachantigoritisch entstand, vgl. 4.

3. Kluftantigoritparagenese

Kluftantigorit ist das bezeichnendste Mineral dieser am besten im großen Gulsensteinbruch erschlossenen Mineralgesellschaft. Den Namen „Kluftantigorit“ hat ANGEL für frei in Klüften entwickelten, nicht nach Olivin pseudomorphen Antigorit aus dem Ganozer Stubachitserpentin verwendet; dort von mikroskopischen Abmessungen, finden wir hier im Gulsensteinbruch Kluftantigorit manchmal in bis handteller großen, hellgelbgrünlichen Massen von gut blättriger Spaltbarkeit und deutlich größerer Härte als Talk. Mit letzterem ist unser Kluftantigorit in Schrifttum und Sammlungen mehrfach verwechselt worden („apfelgrüner Talk“). Dieser meines Wissens schönste mineralische Antigorit entspricht auch nach WEBERS derzeit noch unveröffentlichter Analyse nahezu der theoretischen Serpentinformel; er enthält — ausgedrückt in WINCHELLSchen Chloritkomponenten — nur 0,9 % Amesit- und 0,7 % Ferroantigoritsilikat ¹⁾!

Ein weiteres bezeichnendes Mineral dieser Paragenese ist der Kämmererit (Chrompennin); gewöhnlich findet man ihn in kleinen Blättchen im Serpentin eingesprengt oder auch um Chromitkörner gewachsen. Schöne bis 2 cm² große, prachtvoll violette Kämmereritafeln sind selten und kommen in Klüften, in ein gelbliches feinwirrblättrig-struppig aussehendes Mineral eingewachsen vor; dies ist nach Analyse und Optik wieder Kluftantigorit, aber von ganz anderer Erscheinungsform als früher beschrieben. Kluftantigorit und Kluftkämmererit sind gleichzeitig gebildet worden, Kluft- und Gesteinskämmererit sind mit Kluft- und wahrscheinlich auch Gesteinsantigorit (Chrysotil → Antigorit, vgl. ANGEL und CLAR) bei derselben Kristallisation (Gleinalpenkristallisation) entstanden, wobei selbst Chromit angegriffen wurde, so daß Chrom in neu gebildete Silikate miteingebaut werden konnte. Außer Kämmererit ist da grasgrüner, Cr-haltiger Smaragdit (bes. im Bronzilit!) und Zirkon (Hyazinth in Engelhardttracht) zu nennen, da die rote Farbe bei Zirkonen nach KLEMM auf Cr-Gehalt zurückzuführen ist. Hyazinth von Kraubath ist ein Einzelfund aus der Mitte des vergangenen Jahrhunderts; der Zirkon ist mit Kluftantigorit und Klinochlor in dichtem Magnesit als Überbleibsel der älteren „Kluftantigoritparagenese“ eingebettet.

In diesen Bildungsvorgang gehört noch Klinochlor, Talk (bes. nach Bronzit, „Phästin von Kraubath“, DRASCHE), Klufttremolit bis -Asbest, spätkupferer Dolomit und Cu- und Ni-Erze. Lange galt der zuerst von HATLE, 1885 aus der Joanneumssammlung erwähnte Ged. Kupferknollen (mit Rotkupfer, „Pyrit“, und Malachit) von Kraubath als ein Unikum; wir zweifelten an der Fundortsangabe. Erst in den letzten Jahren gelang es uns mehrmals im Kluftantigorit Ged. Kupfer in Begleitung von Nickelsulfiden

¹⁾ Anm. bei der Korrektur: Unser Kluftantigorit gleicht in Farbe und übrigen Aussehen völlig den alten Marmolithbelegstücken (von KOBOKEN, New Jersey) der Sammlg. d. Min. Abt. d. Nathist. Mus. in Wien. Der Name „Marmolith“ — vgl. HINTZES Handb., dann Selfridge, 1936 und Caillère, 1936 — ist ein heute ganz überflüssiges Gleichwort für grobblättrigen Serpentin (Kluftantigorit).

(Pentlandit und Bravoit nach FRIEDRICH) zu finden. Pentlandit-Bravoit ist auch HATLES „Pyrit“ des Ged. Kupferknollens¹⁾; ein Teil der grünen Oxydationsminerale dieses Stückes ist deutlich gelbstichig grün und nicht Malachit, sondern Zaratit (Texasit). Von Herrn MATZ erhielten wir aus der Sammlung des Leobner Museums HOFMANN'S Millerit-Zaratit-Originalmaterial. Schon HOFMANN'S Beschreibung trifft nicht für Millerit zu: größere Härte als Millerit und derbes, nicht nadeliges Auftreten; die Bezeichnung Millerit erfolgte nur nach der gelben, metallischen Farbe und dem lötrohranalytisch nachgewiesenen Nickelgehalt. Diesen „Millerit“ hat nun FRIEDRICH erzmikroskopisch näher gesehen und als teilweise zu Bravoit umgewandelten Pentlandit erkannt. — Die Bearbeitung von Stücken mit möglicherweise primären Cu- und Ni-Erzen im Dunit ist noch nicht abgeschlossen, so daß über Herkunft von Ni und Cu für die Erze der Klufantigoritphase derzeit keine sicheren Aussagen gemacht werden können.

4. Klufchrysotilphase

Bis vor kurzem wußten wir von Kraubather Kluffaserserpentin recht wenig. Aus der Joanneumssammlung haben wir Proben des „stengelig-faserigen Pikrosmins“ zur Untersuchung erhalten. Die noch nicht veröffentlichte Neuanalyse (A. WEBER) ergab Serpentinzusammensetzung; „Pikrosmin“ ist also auch hier kein eigenes Mineral. Die alten Fundstellen der bis 8 cm langen faserigen Stücke (Goldfaser, \bar{y} = Längsrichtung) kennen wir nicht; Begleitminerale sind an den Belegen nicht vorhanden.

In Kraubath sind nach ANGEL und CLAR die Randteile des Dunitkörpers von einer heftigen Antigoritisierung erfaßt worden. Dieser Prozeß kann nur Gleinalpenkristallisation sein, denn die kleineren Serpentinvorkommen der Gleinalpe (Ochsenkogel, Brendlkreuz usw.) sind alle Antigoritserpentine. Der riesige Kraubather Dunitkörper ist eben wegen seiner Größe nur randlich durchbewegt und antigoritisiert worden. Den Beweis, daß die Antigoritbildung nicht einer erststufigen Seckauerkristallisation folgt, sehen wir darin, daß die umprägungsempfindlichen, mit dem Kraubather Randantigoritserpentin zusammen vorkommenden Amphibolite ganz gleinalpenmäßig sind und nicht zu Prasiniten umgewandelt wurden.

Nachantigoritisch ist damit Klufchrysotil (= Goldfaserserpentin, \bar{y} = Faserachse), der bis 1 cm breite Klüfte des Antigoritserpentins (Randzonen vor der Teilung in Sommer- und Wintergraben) erfüllt. Dort sammelten wir eingewachsen im Chrysotil auch Magnetkies, den SIGMUND einmal vom Fledlberg angegeben hatte.

In die Klufchrysotilparagenese hätte man auch HUSSAK'S „Kraubather Uwarowit“ stellen müssen. MEIXNER hat das im Bonner Mineralogischen Institut befindliche Originalstück nachuntersuchen können und kam dabei zu wichtigen Feststellungen: der hellgrüne Granat ist gar nicht Uwarowit, sondern Andradit und die Stufe kann nach der Art des Muttergesteins gar nicht von Kraubath stammen, sondern muß höchstwahrscheinlich bei Dobschau in der Slowakei beheimatet sein!

Bei „9.“ wird in dieser Zusammenstellung auch der eigenartigen Magnetitwürfel gedacht, die vor mehr als 100 Jahren im Kraubather

¹⁾ Bei der Durchsicht dieses Anschliffs entdeckte Herr Prof. RAMDOHR auch Breithauptit!

Gebiet an nicht näher bekannter Stelle gefunden worden sind und an denen ANGEL-FRIEDRICH nachgewiesen haben, daß es Pseudomorphosen nach Pyrit sind. Pyrit ist in Kraubath nie in der Kluftantigorit- oder auch einer älteren Paragenese gefunden worden. Wenn man bedenkt, daß sowohl Pyrit als auch Magnetit in den Ost- und Westalpen manchmal in Serpentinegebieten in Chrysotil eingewachsen vorkommen, so ist damit vielleicht auch ein möglicher Hinweis gegeben, in welcher Mineralgesellschaft diese Minerale einst in Kraubath entstanden sind; denn heute, vgl. 9., sind an den Magnetitwürfeln nur spärliche Meerschamreste zu sehen, woraus wir nur erkennen, daß diese Magnetite als Relikte einer älteren Paragenese im Magnesit (i. w. S.) vorkamen.

5. Magnesitparagenese

Dichter Magnesit (ehemals als „amorpher Magnesit“, „Gelmagnesit“, „Giobertit“ bezeichnet) des „Typus Kraubath“ wird heute noch im Sommergraben gefördert. Entgegen den früheren Ansichten haben KRAFT, CLAR und NESS die ausschließlich schon mikroskopisch erkenntliche kristalline Ausbildung dieses Magnesits festgestellt. Für Mineralsammlungen eignen sich besonders blendend schneeweiße, knollige Stücke von blumenkohlartiger Oberfläche. Es ist keine „weiße Verwitterung“, die diesen Magnesitlagerstättentypus schuf, sondern hier sind die gleichen Verhältnisse, wie sie HIESSELEITNER an zahlreichen Magnesitlagerstätten des Balkans gefunden hat und als auch für Kraubath maßgebend angibt. Aufsteigende CO_2 -haltige Wässer zersetzten Olivin und Serpentin und schieden dichten Magnesit neben mitgebildeten, neuen Magnesiasilikaten ab, wobei auch hier HIESSELEITNERS Bedingung „Nähe zu tertiären Altflächen“ erfüllt ist. In den wenige Zentimeter bis 1 Meter mächtigen Magnesitfüllungen finden wir manchmal Reste früherer Paragenesen, wie Chromit und Magnetit, Kämmererit, Kluftantigorit, Talk, Zirkon (vgl. oben), Klinochlor und häufig vor allem in den randlichen breschenartigen Teilen eckige, oder auch ganz rund angelöste, vielfach magnesitdurchdrungene Dunit-Serpentinstücke; an letzteren sind metasomatische Verdrängungen des Gesteins zu beobachten. Wie schon oben mitgeteilt, wurde bei der teilweisen Chrysotilisierung der Olivine der ursprünglich darin steckende Eisengehalt nicht zum Aufbau eines eisenhaltigen Chrysotils, sondern zur Bildung von Magnetit verwendet. Bei der Umwandlung des teilweise chrysotilisierten Dunits zu Magnesit wurde aus den restlichen Olivinen wieder Eisen frei. Trotz der unbegrenzten Mischbarkeit von MgCO_3 mit FeCO_3 sind hier (wie überhaupt auf den Lagerstätten des „Typus Kraubath“) nie etwa „dichte Breunnerite“, sondern stets nahezu eisenfreie dichte Magnesite neben entweder ziegelroten durch Hämatit, oder ockergelben durch Limonit pigmentierten Magnesiten entstanden. Bei der Magnesitlagerstättenbildung nach der Art von Kraubath waren daher oxydierende Einflüsse — vielleicht von der tertiären Altfläche absteigende Wässer — mitbestimmend. Bei der Umwandlung des Dunit-Serpentins zu Magnesit müssen große Mengen SiO_2 frei werden; ein Teil davon steckt in den mitgebildeten Magnesiasilikaten Dewyith (= Gymnit, gelbliche durchscheinende oder braune bis mattgrüne, anscheinend amorphe Massen von nieriher Oberfläche und muscheligem Bruch) und Meerscham (weiße, nach Gleitflächen sich blättrig leicht zerteilende Stücke; hier zuerst 1915 von LEITMEIER festgestellt); mitgebildeter Opal oder Kalzedon spielt kaum

eine Rolle, denn diese Minerale entstanden hauptsächlich nachmagnetisch. vgl. 7.). Der Hauptteil der Kieselsäure muß ausgeführt worden sein. Als eigenes Mineral beschrieben HATLE-TAUSS „Eisengymnit“; das ist falsch, denn hier handelt es sich nur um durch etwas Hämatit rotgefärbten Deweylith (die beiden Autoren führen dabei irrtümlich nur FeO an!); die meisten „Eisengymnit“-Sammlungsstücke sind zudem überhaupt nur die früher beschriebenen ziegelroten dichten Magnesite!

Die spärlichen Angaben über „Kerolith und Webskyit“ sind nach unserer Kenntnis ganz unbegründet gemacht worden.

6. Bruzitparagenese

Die Mineralgesellschaft Pyroaurit \rightarrow Bruzit \rightarrow Aragonit \rightarrow Kalkspat \rightarrow Hydromagnesit \rightarrow Artinit des Gulsensteinbruches ist von MEIXNER ausführlich beschrieben worden und wird hier deshalb nur kurz behandelt. Ihre hydrothermale Bildung erfolgte bei fallender Temperatur. Pyroaurit ist das älteste, Artinit das jüngste Mineral. An weit über 100 Stücken wurde die Bildungsfolge festgelegt. Aus den synthetisch ermittelten Bruzitbildungsbedingungen kann anfangs auf ungefähr 250°C geschlossen werden. Hydromagnesit kommt schon in heißen Serpentinegebieten rezent vor (vgl. 8.); Artinit ist leider noch nie künstlich erzeugt worden. Mit Ausnahme der Kalziumkarbonate handelt es sich bei den oben genannten Mineralen um für die Ostalpen, z. T. sogar für das ganze Deutsche Reich einzigartige Vorkommen!

Auch die Verteilung dieser Minerale im großen Gulsenbruch zeigt, daß wir es nicht mit Verwitterungserzeugnissen zu tun haben. Die beiden Kalziumkarbonate sind im ganzen Steinbruch in Klüften und Sprüngen weit verbreitet. Die Oberflächenwässer können, da sie nur Dunit-Serpentin durch- und üerrinnen, keine derartigen CaCO_3 -Mengen einsammeln und hier wieder ablagern. Dagegen gibt es heute noch am Westende des Serpentin körpers in Fentsch bei Knittelfeld einen Säuerling. Pyroaurit-Bruzit, Hydromagnesit und Artinit kommen nach unserer genauen Beobachtung während 4 Jahren (1934—1938) nur im westlichen (linken) Winkel des Gulsenbruches vor.

Anläßlich des DMG.-Besuches hatten wir besonderes Glück; erst wenige Tage zuvor war hier wieder einmal gesprengt worden. Nie früher konnte diese Mineralgesellschaft in so reichem Maße gesammelt werden.

Nun noch kurz einige Angaben über die Minerale:

Der Pyroaurit tritt in meist recht kleinen, orangegelben optisch einachsigen negativen, trigonal umgrenzten Kernen in den bis 3 mm großen Bruzitkristallen auf, die teils tafelig nach (0001), teils rhomboedrisch (01 $\bar{1}$ 3) mit Basisabstumpfung \pm (10 $\bar{1}$ 1) entwickelt sind. NIEMTSCHIK fand einst (i. J. 1868) höher oben am Gulsenberg Bruzit in Magnesitknollen: daher folgern wir für die Bruzitparagenese nachmagnetisches Alter.

Die Aragonitkristalle sind von H. HERITSCH untersucht worden: es sind farblose, nach (110) tafelförmige, keilartig zugespitzte, polysynthetische Zwillinge mit a(010), k(011), i(021), p(111) und n(122). Am Westende des Gulsensteinbruches finden sich bis armdicke Aragonitsinter ähnlich manchen des steirischen Erzberges.

Kalkspat: (01 $\bar{1}$ 2) oder (10 $\bar{1}$ 0) + (01 $\bar{1}$ 2).

Hydromagnesit: Kleine, nach Z gestreckte Blättchen (100) die entweder zu Scheibchen oder zu stachelig (durch die (011) und (021)-

Begrenzung der Kristalle) erscheinenden Halbkugeln bis Kugeln angeordnet sind; die erstgenannte Ausbildung entsteht, wenn eine Hydromagnesitkluftfüllung so auseinandergerissen wird, daß auf jedem Serpentinmutterstück die Hälfte der Hydromagnesit-„Kugel“ (stereometrisch besser ausgedrückt, der Kugelzonen) verbleibt.

Hydromagnesit und Ca-Karbonate fanden wir auch mehrmals auf Klufft-artigorit aufgewachsen, so daß auch da die Reihung gegeben ist.

Artinit: Dieses Mineral entdeckten wir in aus farblosen bis schneeweißen, oft seidig glänzenden, sehr dünnen Kristallen bestehenden Büscheln, von selbst 2 cm Durchmesser. Manchmal ist eine Unterscheidung von den gelegentlich ungemein ähnlichen Aragonitaggregaten in Felde nicht sicher zu treffen. — Die Bestimmung ist rasch und eindeutig u.d.M. durch Einbettung einiger Nadelchen in Anisöl durchzuführen:

Artinit: $b = Z^1$, $Ch_Z \pm$; $n_\alpha \langle \langle n_\beta \langle n_{Anis} \sim n_\gamma$; $\Delta_Z = 0,020$ bis $0,040$.

Aragonit: $a = Z$, $Ch_Z -$; $n_\alpha \langle n_{Anis} \langle \langle \langle n_\beta, n_\gamma$; $\Delta_Z = 0,150!$

7. SiO_2 — $CaCO_3$ -Paragenese

HIESLEITNER hat auf zahlreichen griechischen und serbischen Magnesitlagerstätten die Beobachtung gemacht, daß Verkieselungen — Bildung von Kalzedon und Opal zusammen mit Ca-Zufuhr — erst nach magnesitisch erfolgten und mit der Magnesitabscheidung überhaupt nichts zu tun haben.

Das können wir bei Kraubath nur am Dürnberg, der westlichsten Kuppe des Serpentin körpers (✕ am Westrand von ANGELS Karte 15), nur 2,5 km vom Fentscher Säuerling entfernt, sehen. Hier mußte der Magnesitabbau wegen der hohen SiO_2 - und $CaCO_3$ -Gehalte aufgegeben werden.

Verschieden gefärbte Kalzedone und Opale (Milchopal, brauner Opal, „Wachsoopal“, dann ganz schwarze, durch winzige Magnetiteinschlüsse gefärbte, „magnetische“ Opale) und Bergkristall kamen hier vor, bzw. sind nicht mehr häufig, hier auf den wenig unterm Gipfel befindlichen Halden noch zu finden. Ca-Zufuhr schuf Verdrängungen von Kalkspat und Dolomit nach Magnesit, wie Dolomit und Kalkspat auch hin und wieder drusenbildend beobachtet wurden; FREYN führte auch fasrigen Aragonit an.

8. Rezente Bildungen

Selbstverständlich sind Rot- und Schwarzkupfererz, Malachit, Chrysokoll, Zaratit und wohl auch Bravoi, nach älteren Cu-, bzw. Ni-Erzen hierher zu stellen. Nur MOSER (1824) nennt Chromit „zuweilen mit einem grünlichen Anflug von Chromocker“; da dürfte eine Verwechslung mit Cu-, Ni-Karbonaten vorgekommen sein. Bittersalz und Gipskrusten kommen in einem alten Stollen bei einem Chromitabbau am Mitterberg vor. Der vielleicht für Kraubath nicht ganz gesicherte Nesquehonit (LEITMEIER, 1916) wurde von uns noch nie gefunden. Am fast kahlen Südrhang des Gulsenberges fanden wir auf einer alten aus einem Magnesitstollen wasserüberrieselten Halde im Hochsommer 1936 zahlreiche

¹⁾ Richtiger b = Längsrichtung; das könnte, falls Artinit nicht rhombisch, sondern doch monoklin wäre, dann Y sein. — Ch_Z = Charakter der Hauptzone, Δ_Z = Doppelbrechung in der Hauptzone.

Serpentintrümmer, die rund herum weiß bekrustet waren. Hier sind rezent Hydromagnetit und Aragonit entstanden, Mg^{++} ist da bei der Aragonitabscheidung, wie auch bei der sicher hydrothermalen „Bruzitparagenese“ als Lösungsgenosse zugegen. Übrigens nehmen auch bei unserem Klima südseitig im Hochsommer stark von der Sonne bestrahlte Serpentintrümmer bedeutend Wärme auf, wie bei der obengenannten Halde. Diese Verhältnisse wurden daher von MEIXNER — halb scherzhaft — als „sonnenhydrothermal“ bezeichnet.

HIESSLEITNER hat am Balkan nordwestlich von Üsküb ähnliches gesehen, denn er schreibt: „Der rezente Lösungsvorgang von Mg aus den Peridotitserpentin, wie auch die Ausfällung in Form basischer Karbonate ist in den eintrocknenden Bachläufen besonders zur Sommerszeit sinnfällig, der Bachschutt zeigt sich mit einer weißen pulverigen Kruste überzogen.“

9. Die einstweilen nicht sicher einreihbaren Magnetitwürfel der Gulsen

Die einzigartigen „Magnetitwürfel“ (2 bis 17 mm Kantenlänge) wurden vor mehr als 130 Jahren nur einmal irgendwo „zu Graubad in der Gulsen“ in „Steinmark“ eingewachsen gefunden. Alle Versuche die alte Fundstelle wieder zu ermitteln, sind bisher fehlgeschlagen. Doch konnten ANGEL-FRIEDRICH am alten Material der Sammlungen des Joanneums und der Technischen Hochschule in Graz wenigstens zeigen, daß die Magnetitwürfel Pseudomorphosen nach Pyrit sind und die noch in geringen Mengen daran befindliche „steinmarkartige“ Masse ist Meerschäum, den man seit 1915 aus dem Kraubather Sommergraben kennt. Die alten Magnetitwürfel steckten also in der Magnesit-Meerschäumparagenese und sind ebenso wie der Zirkon Zeugen einer älteren Mineralgesellschaft. Nur fehlen uns beim Magnetit sichere Anhaltspunkte für eine nähere Einreihung. Am ehesten würden sowohl Magnetitkristalle, als auch Pyrit zum Kluftchrysotil, vgl. 4, passen.

10. Die Bohnerzlagertstätte des Lichtensteinerberges

Dieser Berg liegt östlich bis nordöstlich vom Sommergraben. Hier wurden nach MILLER VON HAUENFELS einst Bohnerze („Holzererz“, „Toneisenstein“), die dem Serpentin aufgelagert sind und nach MORLOT als tertiäres Zerstörungsprodukt desselben angesehen werden, als Zuschlag für den Hochofen von St. Stefan abgebaut. Bemerkenswert ist der Chromgehalt (0,41 bis 7,35 %), STURM-ESCHKA, B. WINKLER, A. SCHRÖTER in HATLE) dieser Eisenerze; Chromitkörnchen können öfters beobachtet werden. Aus neuerer Zeit (1901) liegt nur der kurze Bericht von SOEHLE vor. Von uns sind diese Vorkommen noch nicht näher untersucht worden. Der Sommergrabenbach bringt von diesen „tertiären“ Eisenerzen reichlich Material mit, bei der DMG.-Fahrt erhielten wir auch beim Maschinenhaus des Magnesitbergbaues Belegstücke.

Würden diese Bohnerze der „roten Verwitterung“ in anderen Serpentin gebieten gleichkommen, so bestünde auch bei uns einmal die Möglichkeit eine „grüne Verwitterung“, also Nickelsilikate anzutreffen, da ja unser Serpentin um 0,3 % NiO (0,6 % nur bei WIESER) enthält.

Der „Steirischen Magnesitgesellschaft“ als der Besitzerin der Kraubather Magnesitwerke und des Gulsenbruches, im besonderen Herrn Bergrat Dr. Ing. BERNDT (Leoben) und Betriebsleiter OBERSTEINER (Kraubath) danken wir für ihr stetes Entgegenkommen, daß sie besonders auch bei unserer DMG.-Exkursion uns zuteil werden ließen; ein Teil unserer Mitglieder konnte auch unter Führung von Kameraden MATZ (Leoben) in den Magnesitbau einfahren.

Lesestoff

(kleine Auswahl des einschlägigen Schrifttums)

- E. CLAR, Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. Mitteil. d. Naturw. Ver. f. Steiermark **64** 65, Graz 1929, 179—214. Mit einer Karte 1:25 000 und Profilen.
- J. STINY und F. CZERMAK, Geolog. Spezialkarte 1:75 000, Blatt Leoben-Bruck a. M., Geolog. Bundesanstalt Wien 1932.
- F. ANGEL, Gesteine der Steiermark. Sonderband **60**, B, des Naturw. Ver. f. Steiermark, Graz 1924.
- H. MEIXNER, Kraubather Lagerstättenstudien II: „Die Minerale des Serpentinegebietes von Kraubath.“ Vortragsbericht Wien. Min. Ges., Min.-petr. Mitt. **49**, 1937, 461—465.
- A. KAHL, Der Chrombergbau bei Kraubath in Obersteiermark. Berg- u. Hüttenm. Jb. (Pibram-Leoben) **18**, Prag 1869, 266—281.
- F. RYBA, Beitrag zur Genesis der Chromeisenerzlagertstätten bei Kraubath in Obersteiermark. Zs. prakt. Geol. **8**, 1900, 337—341.
- F. ANGEL, Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz, Osttirol. Ein Beitrag zum chem. u. physiograph. Studium von Serpentinmineralien. Zs. Krist. **72**, 1929, 1—41.
- , Notiz zur Morphologie des Antigorites. Mitteil. d. Naturw. Ver. f. Steiermark **67**, Graz 1930, 3—6.
- K. A. REDLICH, Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen. Fortschritte d. Min. usw. **4**, 1914, 9—42.
- , Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung usw. Zs. prakt. Geol. **42**, 1934, 156—159, 166—173.
- , Das Peridotitgebiet von Kraubath. Führer zum IX. Int. Geol. Kongr. Wien 1903, Nr. V, 1—6.
- E. CLAR, Mikroskopische Untersuchungen an der Magnesitlagerstätte von Kraubath in Steiermark. Zs. prakt. Geol. **36**, 1928, 97—102.
- G. HIESSELEITNER, Zur Lagerstättengeologie des dichten Magnesits in Griechenland und Serbien. Berg- u. Hüttenm. Jb. **82**, 1932, 24—41.
- H. LEITMEIER, Meerschäum von Kraubath. Sitzber. d. Wien. Akad. d. Wiss. **124**, Wien 1915, 163—180.
- H. MEIXNER, Kraubather Lagerstättenstudien I. Die Paragenese Pyroaurit-Bruzit-Aragonit-Kalzit-Hydromagnesit-Artinit. Zentralbl. f. Min., A, 1938, 5—19.
- , Artinit, Pyroaurit und Hydromagnesit aus Südserbien. Zentralbl. f. Min., A, 1937, 363—373.
- , Kraubather Lagerstättenstudien III. „Uwarowit von Kraubath“ — eine Fehlbestimmung und Fundortsverwechslung — und Zirkon von Kraubath. Zentralbl. f. Min., A, 1938, 115—120.
- F. ANGEL und O. FRIEDRICH, Ein Beitrag zur Formenkunde des Magnetits: Die Magnetitwürfel der Gulsen: Pseudomorphosen nach Eisenkies. Sitzber. d. Wien. Akad. d. Wiss., I, **144**, 1935, 131—143.
- U. SOEHLE, Geologischer Bericht über das Eisenstein-Vorkommen am Lichtensteinerberg bei Kraubath in Obersteiermark. Carinthia II, **91**, Klagenfurt 1901.
- E. HATLE, Die Minerale des Herzogthumes Steiermark, Graz 1885.

Bericht XII.

Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. Schlußvortrag der DMG.-Tagung, Sommergraben bei Kraubath, 30. August 1938

Von

FRANZ ANGEL,

Graz

Dazu Kärtchen 10 und 15

Der Felsboden, auf dem wir bei den Sommergraben-Einbauen stehen, die Olivinfels- bis Serpentinmasse, ist ein Bauglied der Gleinalpe, jenes NO-streichenden, bis 2000 m hohen Gebirgswalles, dessen wesentliche Bauteile und Bauzüge Kärtchen 10 darstellt. Es ist ein wundervoll symmetrisch geordnetes Gebirge aus einem Guß, wie es so reinlich durchgeprägt und mit so durchsichtigem Baugesetz in ähnlichen Weiten und Mächtigkeiten nicht leicht innerhalb der Alpen wiederzufinden ist. Ein Profil von Kraubath nach SO läßt den nötigen Einblick zu (Verfolg nach Kärtchen 10).

1.

Den Gebirgskern beherrscht eine Granodioritmasse mit der mineralfaziell kennzeichnenden Gesellschaft

Oligoklas + Biotit \pm gemeine grüne Hornblende.

Gesteinsbildend treten hinzu Quarz, Mikroklin, in hornblendefreien Gliedern auch Muskowit. Wechsel im Mengenverhältnis dieser Hauptgemengteile bringt die Granodioritabarten mit sich, erzeugt jene Haut von Mikroklingranit \pm Muskowitgehalt, welche den Riesenbuckel des Granodioritkörpers dünn, lückenhaft überspannt und so deutlich abgrenzt.

Im Kernkörper schwimmen abgerissene Stücke von Riesenfallen, bestehend aus Amphiboliten und Granatglimmerschiefern. Teile davon werden von Granodiorit so durchsetzt, daß man Migmatite vor sich hat. Wo Amphibolite im kalireichen Kernrand hängen, beobachtet man, daß sie sich mit einer Rinde von

Biotit + Oligoklas + Epidot

gegen außen abgrenzen. Die Rinde enthält Hornblende-Restkörper, welche deutlich randliche Auflösung in Verbindung mit Umbildung zu Biotit + Epidot erkennen lassen.

2.

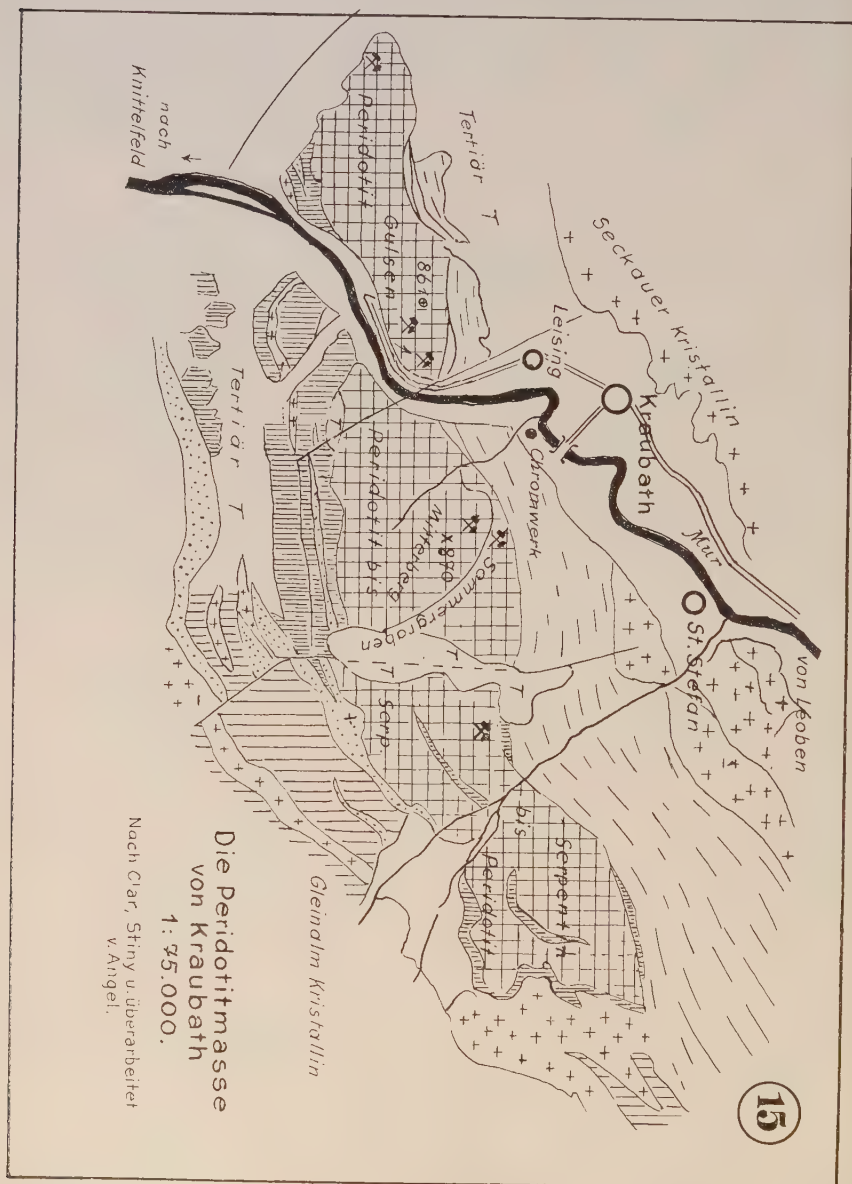
Das System 1 wird von einem einfachen, recht gleichmäßig gemengten, wechselnd mächtigen Stoß sogenannter Hellglimmerschiefer bedeckt, der am Gebirgsscheitel durch Abtragung geöffnet ist. Diese Schiefer sind — zum Unterschied von anderen — frei von graphitischem Pigment. Ihre Mineralfazies: Biotit + Muskowit + gemeiner (almandinreicher) Granat \pm Staurolith \pm Disthen.

Unter den Hauptgemengteilen steht Muskowit immer an erster Stelle, dann folgt der fazielle Durchläufer Quarz; alle übrigen sind in diesem Stoß Nebengemengteile.



Mit dem Kern ist dieser Stoß durch eine Augengneisschicht verlötet. Hier haben sich Granodiorit und Schiefer migmatisch vermengt, und außerdem läßt eine reichliche Spickung mit Mikroklinaugen das Gestein auffällig

hervortreten. Die einzelnen Schichten des Stoßes wechseln von quarzreicher (Glimmerquarzite) zu tonreicher (phyllitische Granatglimmerschiefer), haben



einige dünne, auch nicht weit anhaltende Kalkmarmor-Zwischenschaltungen, das stört die Einförmigkeit kaum, aber sie enthalten außerdem mächtige und im Streichen durch das ganze Gebirge anhaltende Lager von Amphiboliten und Begleitgesteinen, die nur diesen verknüpft vorkommen. Die

Mineralfazies der Amphibolite wird gekennzeichnet durch die Gesellschaft Oligoklas + gemeine grüne Hornblende \pm gemeiner Granat, Biotit, Zoisit oder Epidot.

Das Mengenverhältnis dieser Gemengteile wechselt, aber nicht lagenweise, oder schichtig, sondern fleckenweise oder auch unter eigentümlichen Hofbildungen. Es gibt in mächtigen, selber buckelig gestalteten Amphibolitkörpern Orte, wo die gemeine grüne Hornblende der einzig herrschende Hauptgemengteil ist, und andere, wo diese Rolle der Zweieiheit Oligoklas + Zoisit zufällt. Dazwischen liegen alle erdenklichen Mengenwechsel, wodurch die Amphibolit-Abarten zustande kommen.

Verfolgen wir die gemeinen Amphibolite (jene mit einzig herrschender dunkler Hornblende), so sehen wir sie an mehreren Orten hofartig eine Gesteinsgesellschaft umschließen, die selber linsenförmig erscheint und von außen nach innen einige lückenhafte Schalen aufweist: Zunächst die hellgrünen Smaragditschiefer, verknüpft mit Talkschiefern (\pm Klinochlor, Breunnerit) und in sie übergehend; diese in fast reine Klinochlorschiefer örtlich übergehend, und schließlich einen Linsenkern von Antigorit-Serpentin umschließend, welcher den Antigorit entweder allein oder begleitet von Talk, Breunnerit, Chlorit, als Hauptgemengteil enthält.

Dieser Antigorit ist Grobantigorit; er steht zum Feinantigorit in gleicher gestaltlicher und Faziesbeziehung, wie Muskowit zu Serizit! Auch Talk und Klinochlor sind in diesen Bereichen grobschuppig entwickelt. Die zahlreichen so gestalteten Serpentine des Gleinalp-Südostflügels (Innenflügels): Vorkommen Ochsenkogel, Wolfsgrube, Waldkogel, sind dem Gleinalpenbau in genau gleicher Weise eingefügt, wie der Kraubather Olivinfels- bis Serpentin im Nordwestflügel (Außenbogen), oder wie der Traföber Serpentin am Murchdurchbruch im Nordostende der Gleinalpe, wo im Streichen, genau wie im Südwestende der Gleinalpen-Granodioritkuchen ausfingert und die Falten der hier besonders mächtigen Amphibolitmassen über ihm zusammenschlagen.

Im gleichen Glimmerschieferstoß betten sich kleine, linsige Lagen von Granodioriten bzw. ihnen zugehörige Aplitmassen ein, die sich als Abspaltungen des Gleinalpenkernes zu erkennen geben. Pegmatite gibt es aber hier nicht.

Die Mineralfazies unseres Gebietes erscheint nun bereichert um

Smaragdit, Talk, Antigorit, Klinochlor, Breunnerit, Kalkspat.

Das war die tiefere, kalkarme Gleinalmhülle.

3.

Darüber liegt ein anderer Schichtstoß, die höhere kalkreiche Hülle. Sie enthält Granatphyllite, graphitdurchfärbt und als porphyroblastische Nebengemengteile allein oder zusammen vorkommend Staurolith und Chloritoid (grobblättrig!), Biotit und Disthen führend. Sie können in Granatglimmerschiefer übergehen, oder schichtig abändern bis zu Granatglimmerquarziten und schließlich reinen Quarziten.

Ferner Kalksilikatschiefer verschiedener Arten, darunter Paraamphibolite, Hornblendegarbenschiefer, Plagioklas-Biotitschiefer, Granatglimmerquarzite mit Kalkspat, Epidot-Zoisit, Oligoklas, Hornblende und Diopsid als Nebengemengteilen.

Ferner in großer Häufigkeit, mit den Kalksilikatschiefern in engster Verbindung, und so mächtig, daß man sie verschiedentlich abbaut: Kalkmarmorlager. Sie halten auch streichend weit an.

Endlich reißen durch diesen bunten Gesteinsstoß unter flachen Winkeln aufs Streichen, oder auch dem Streichen parallel geschaltet turmalin-, granat- und beryllführende Pegmatite durch, die Mikroklin, sauren Oligoklas, Muskowit als Hauptgemengteile besitzen. Stellt man wiederum die faziell kennzeichnende Gemengteilliste zusammen, so hat man nun:

Oligoklas, gem. grüne Hornblende \pm Zoisit — Epidot,
Mikroklin, Muskowit, Biotit,
Staurolith, Disthen, Chloritoid, Almandin,
Diopsid, Kalkspat.

Äußere Grenzen

Im Südost wird dieses Kristallin in der Nähe von Kainach eingedeckt vom darübergeschobenen Grazer Paläozoikum. Im Norden scharen die Seckauer Tauern mit einem faziell den Tauern entsprechenden Kristallin zu und schneiden dabei namentlich auf lange Strecke die obere kalkreiche Gleinalmhülle ab. Ihre Trümmer sind von HAUSER z. T. in der Leobener Umgebung wiedererkannt worden.

Zusammenfassung

Das Gleinalpenkristallin besitzt einen Kern mit zwei Hüllen; also im Ganzen drei Stockwerke übereinander, Mächtigkeit mehrere Kilometer! Ein einziger, dieses ganze System durchdringende Kristallisationsprozeß erzeugte aus einem Guß eine Mineralfazies, für welche folgende Gesellschaft beständig und bezeichnend erscheint, ohne daß etwa vom Kern bis in die höchsten Hüllschichten (soweit sie entblößt sind) ein Abklingen oder Abändern bemerkbar wäre:

Oligoklas, gem. grüne Hornblende, Biotit, Zoisit-Epidot,
Mikroklin, Muskowit,
Granat, Staurolith, Chloritoid, Disthen,
Antigorit, Chlorit, Talk, Breunnerit.

Diese Vergesellschaftung ist im Sinne der Fazies- und Zonenlehre als typisch anzugeben. Daß nicht an jeder oder an beliebiger Stelle dieser ungeheuren Masse die angegebene Gesellschaft vollzählig versammelt sein kann, hat lediglich stoffliche Gründe. Entscheidend ist, daß in jedem Stockwerk jede der oben zeilenhaft zusammengezogenen Teilgesellschaften neben der nächsten vorkommen kann, ohne daß sich diese Gesellschaften gegenseitig stören.

Ich habe diese Art der Kristallisation als Gleinalpenkristallisation bezeichnet. Im Sinne der Zonenlehre handelt es sich um jene obere Abteilung der zweiten Tiefenzone, die ich als alpine Amphibolitfazies herausgeschält habe. Diese Prägung läßt sich von der Gleinalpe ausgehend, im „Altkristallin“ südlich der Hohen Tauern immer wieder erkennen (Wölzer Tauern, Kreuzeck, Defregger Gebirge, Schobergruppe).

Wir sahen Teile davon auch im Kristallin von Radegund. Es ist wichtig sich vor Augen zu halten, daß für die Gleinalpenkristallisation die Gegenwart einer Granodioritmasse als Kern keine grundsätzliche Notwendigkeit in allen solchen Gebirgsstücken darstellt. Tatsächlich fehlt Vergleichbares im Radegunder Kristallin und anderswo.

Der Granodiorit ist also lediglich ein örtliches, zusätzliches Glied! Diese Feststellung nötigt uns, die gesteinsprägenden Vorgänge und die Beziehungen der Massen zueinander rückschauend zu verfolgen.

Gleinalpenkristallisation im Rücklauf

Ziehen wir den Gleinalpen-Granodiorit aus dem System heraus, dann glättet sich der Riesenbuckel des Gebirgs, der im Kern aufgehängt gewesene Bau aus Faltenstücken fällt zusammen, wir können diese Stücke wieder als ebene Tafeln aneinanderfügen. Das ist indes bloß die mechanische Veränderung, die da rückgängig wird. Daneben laufen gewaltige, stoffliche Verschiebungen: Aus den Migmatiten ziehe man ebenfalls die Granodioritmasse heraus, die Schieferkomponenten reinigen sich und schließen sich aneinander. Die Mikroklinaugen der Augengneise zergehen, das Kali wandert aus den seinerzeit durch metasomatische Kaliumspülung biotitisierten Randschichten der Kernamphibolite. Die Aplitlinsen der tieferen Hülle ziehen ab, ebenso die Pegmatite der oberen Hülle. Was übrig bleibt, ist ein mächtiger und ausgebreiteter Schichtstoß, in welchem basal noch ein nicht schichtiges, sondern bloß geschiefert, basisches Gesteinsmaterial eingebaut ist: Das ist die Amphibolit- bis Serpentinegruppe.

Woraus diese Gesteinsgruppe entstanden ist, läßt sich schrittweise entschleiern. Die chemischen Analysen bewiesen, daß es sich um gabbroide Massen handelt. Dies bestätigt der Feldbefund: F. CZERMAK fand in solchen Amphibolitstücken Saussuritgabbros und auch Überbleibsel von Gabbros in zutragender, primärer Tiefengesteinsfazies:

Diallag, Labrador \pm Olivin und Bronzit (Rachauer Hintertal, Rauchen-graben usw.).

An diesen Örtlichkeiten findet man alle Übergangszustände in Amphibolite bis Granatamphibolite, mit Uralitbildung und Gefügerhaltung des Gabbros bis zur Erzeugung schiefriger Amphibolitformen, an welchen man in ganzen Geländestreifen die mechanische Entwicklung dieser Streiffazies beobachten kann. Sie erzielt jene eigentümliche Sortierung der Kornarten, welche man selbst in Handstücken wahrnehmen kann: Zeilenbildung der Granaten, Streifen und Lagenbildung mit einerseits fast reinen Feldspat-, andererseits ebensolchen Hornblendegebilden. Solche Formen sind weder injiziert, noch primäre Schichtwechsel, sondern eben mechanische Differenziate (Übelbachgraben, Ochsenkogel usw.). Will man erkennen, worauf ein solcher streifiger und Granatzeilen aufweisender Amphibolit zurückzuführen ist, so muß man zunächst die mechanische Kornsortierung rückgängig machen. Dann zeigt sich ein grobfasriges Gewebe, bestehend aus nicht lagig, sondern gleichmäßig durchmengten Plagioklas-Überkörnern (= Pflaster kleiner, saurer Plagioklase mit Zoisiteinmengung, im ganzen ein großes, zusammengesetztes Korn darstellend), und Hornblende-Überkörner (= Pflaster kleiner gemeiner grüner Hornblendes) oder Uralitgrobkörner, die noch die Pyroxenbestäubung bewahrt haben. Weiter rückwärtsschreitend vereinen sich nun Zoisit und saurer Plagioklas der Überkörner zum basischen Labrador (wie oben berichtet) und die Hornblendes werden im Stoffwechsel mit der Umgebung wieder teils zu Diallag, geringerenteils zu Olivin und Bronzit (wie ebenfalls oben als Gabbrogemengteile festgestellt). Der Nachweis der Abstammung dieser Amphibolite von einem Gabbrostamm ist somit lückenlos zu erbringen.

Aber noch ein anderes Gestein läßt seine Herkunft klar erkennen: Der Antigoritserpentin! Seine Analyse läßt den Schluß auf eine Olivinfelsstammform nicht so direkt zu, wie dies beim Vergleich Gabbro-Amphi-

bolit der Fall ist. Aber feldgeologisch fällt dieser Nachweis leicht. Im Trafößer Serpentin, der als Angehöriger derselben Amphibolitstöbe schon einmal erwähnt wurde, hat man Olivinkorn-Überbleibsel in Menge, und wo bereits reines Antigoritgewebe in Traföß auftritt, gleicht es in allen Stücken völlig jenem der reinen Antigoritserpentine. Macht man die Antigoritbildung rückgängig, so durchläuft das Gestein also zunächst die Entwicklungsstufe von Traföß, dann kommen wir in jene von Kraubath, wo wir ja stehen. Hier sind nur mehr die randlichen Teile der Olivinfelsmasse in Antigoritserpentin umgewandelt (äußerer Sommergraben), wogegen bei diesem für eine Überwältigung durch den Streß doch etwas derben und in beweglichere Massen eingespannten Klotz der weitaus größere Teil nicht antigoritisiert wurde. Und dennoch gibt es hier kaum einen unveränderten Olivinfels. Dünnschliffe der hell- bis dunkelgelbgrünen und saftgrünen Proben zeigen nämlich die Masse der Olivinkörner zerbrochen und auf den Rissen Goldfaser (Chrysotil, Faserserpentin) gewachsen. Diese quer zu den Rißwänden gewachsene Faser erfüllt ein dichtes Maschenwerk, in dem die Olivinkornreste stecken. Ein solches Gestein nennt man Maschenserpentin. Der Antigoritserpentin wird dazu im Gegensatz auch als Blätterserpentin bezeichnet. Maschenserpentin ist ein Erzeugnis tiefenhydatogener Pseudomorphosierung von Olivinfelsmassen, und nicht von Durchbewegungen begleitet, sondern nur von Kataklaste. Diese Art von Umwandlung hat keine Beziehung zur Umwandlung von Gabbros zu Amphiboliten. Hingegen ist Antigoritserpentin ein kristalliner Schiefer und zwar jener, welcher sich unter gleichen Umständen aus einem Olivinfels bildet, unter denen aus einem Gabbro ein Amphibolit wird. Für Kraubath läßt sich erkennen, daß die Faserserpentinbildung der Antigoritbildung vorausgeht, und diese auch Klufantigorit, die schönsten und größten Antigorite, die es gibt (erkannt von H. MEIXNER), mit sich bringt.

Es ist somit erkennbar, daß die Antigoritserpentine der Gleinalpe von Olivinfelsen abstammen. — Nun gibt es im Kraubather Gebiet auch Bronzitfels, Olivin-Bronzitfels, Olivin und Bronzit führenden Diallagfels, Diallagite. Auch diese Gesteine sind teilweise umgewandelt, und zwar bemerkt man, daß sich auf ihre Kosten Talk (vom Bronzit ausgehend) oder Klinochlor (\pm Epidot) bildet, nebenbei auch Breunnerit gebildet wird.

Daher ist es erlaubt, dort, wo man wie hier in Kraubath, im Serpentinverband Talkschiefer, Talkbreunneritchloritschiefer, Klinochlorschiefer findet, diese auf die oben genannten Primärgesteine zurückzuführen.

Faßt man nun die Felderfahrung, Schliffuntersuchung und Chemie zusammen, so erhält man folgenden Einblick:

Heute liegen vor:
 Antigoritserpentin (\pm Breunnerit),
 Talkschiefer,
 Talk-Chlorit-Breunneritschiefer,
 Smaragditschiefer,
 Gemeine Amphibolite,
 Plagioklasamphibolite
 \pm Granat, Zoisit-Epidot,
 Plagioklasvormächtige Amphibolite,
 Anorthosit-Amphibolite.

Das waren einmal:
 Olivinfels,
 Bronzitfels,
 Bronzit-Diallagfelse,
 Diallagite,
 Issitische Gabbros (NIGGLI),
 Gabbros bis Norite,
 Ossipitische Gabbros (NIGGLI),
 Anorthositische Gabbros.

Das ist nun, aus dem umgewandelten Zustand in den nachweisbar ursprünglichen versetzt, die ganze, lückenlose Stammreihe eines Gabbromagmas, differenziert nach den Regeln der Ausscheidungsfolge und in ihrer natürlichen Ordnung in metamorphen Zustand gebracht! Ich habe die nach diesem Urbild gesetzmäßige Umwallung von Antigoritserpentin, also die dort in Übergängen verbundenen Talk-Chlorit-Brunneritgesteine als Serpentin-hofgesteine bezeichnet. Ihre Bedeutung ist damit geklärt.

Als interessante Einzelheit verzeichne ich, daß Serpentin und Hofgesteine von den schwersten Differentiaten der Stammreihe herkommen. Daß dagegen die anorthositischen Amphibolite zu den leichtesten Differentiaten gehören. Damit aber kann man erwarten, daß bei ungestörtem Zusammenhang die Serpentine in solchen Serien unten, die Anorthosit-Amphibolite obenauf liegen, und auf der Gleinalpe ist es auch so. Wir sind ja auch mit der Kraubather Olivinfelsmasse ganz tief im System, nahe über dem Granodioritkern, in dessen dunklen Amphibolitschollen übrigens auch noch ein Serpentin gefunden wurde!

Die Amphibolite der Gleinalpe bilden also einen alten Gabbrostamm mit seiner Differentiation getreu ab. Er mag im Glimmerschiefer als oberflächennahe, im allgemeinen lagerbildende Intrusion enthalten sein, zu der auch wohl durchbrochene, diabasische Decken gehört haben mögen. Ob dies jene Diabase sind, die das Grazer Paläozoikum enthält, wage ich noch nicht zu entscheiden. Heute liegt jedenfalls zwischen dem Grazer Paläozoikum und dem Gleinalpenkristallin eine Bewegungsfläche.

Nun zur Frage, ob denn diese Gabbromassen ihre Hüllschiefer nicht kontaktmetamorphosierten?

In den ganzen langjährigen Begehungen des Gebietes ist es mir nicht geglückt, solche Kontaktbildungen aufzufinden (es müßte sich um Hornfelse oder Schieferhornfelse der Goldschmidtklasse I (Andalusit-Cordierit-Hornfelse) handeln. Wenn sie schon dagewesen wären, so sind sie doch heute durch die Gleinalpenkristallisation verwischt.

Wir haben die Amphibolite bis Serpentine wieder zu jenen Massengesteinen werden lassen, von denen sie ihren Ausgang nahmen, und das hat zur Erkenntnis geführt, daß da ein Gabbrostamm, älter als der Granodioritstamm, in ein System von Schiefen eingebrochen war. Ziehen wir auch den Gabbrostamm im Geiste heraus. — Dann bleibt ein schichtig gebautes Gebilde über, dessen Gesteine im verschieferten und umgewandelten Zustand schon oben angegeben worden sind. Was aber waren dann diese vor der zweitstufigen Umwandlung?

Soweit Analysenvergleiche es zulassen, kann man sagen, daß die untere Hülle der Gleinalpe im nichtmetamorphen Zustand aus Tonen und Tonsandsteinen, weniger aus Quarzsandsteinen bestand, und nur gelegentlich auch dünne, räumlich wenig ausgedehnte Kalke abgesetzt wurden; es spricht nichts dagegen, diese Schichten als Absätze in einem tiefen Meerestrog zu deuten, in dem sie anwuchsen, bis sich dadurch der Charakter der Absätze ändern mußte. Im seichter gewordenen Trog beginnt nun der Absatz der Mutter-sedimente der oberen Hülle; Tone wechseln mit Tonmergeln, Sandmergeln, gemischten Sandsteinen und dann wieder Quarzsandsteinen, Sandmergeln aber auch reinen Kalkbänken. Dolomite spielten hier kaum eine Rolle. Man kann folgendermaßen parallelisieren:

Aus:	
quarzärmeren Tongesteinen	werden: Phyllite, Granatphyllite \pm Disthen, Staurolith, Chloritoid,
quarzreicheren Tongesteinen	Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer usf. bis zu Granatglimmerquarziten,
Kalksteinen	Kalkmarmore,
Tonmergeln	Plagioklasschiefer,
Sandmergeln	Hornblendegarbenschiefer,
Aus Zwischentypen beider	Kalksilikatschiefer, darunter Paraamphibolite.

Diese Liste zeigt nun, daß trotz des Mangels an besonderen Dolomiten gerade in den Mergeln dennoch bedeutende Mengen von Mg verfügbar waren. Dasselbe möchte ich für Sandsteine geltend machen (Kalk-Quarzsandsteine aber daneben auch Dolomit-Quarzsandsteine).

Bei diesem Anlaß ist die Frage zu stellen, woran man die erwähnten Paraamphibolite erkennt und wie sie sich von den übrigen, oben beschriebenen Amphiboliten unterscheiden.

Chemische Zusammensetzung: Jene Amphibolite, von deren einmal gabbroiden Zustand wir uns überzeugt haben (ausschließlich in der unteren Gleinalmhülle zuhause), werden wir nun abgekürzt, wie gesteinskundlich eingeführt, Orthoamphibolite nennen. Ihre Stoffverhältnisse wandeln ab vom anorthositischen bis zum pyroxenitischen Charakter.

Unter den Paraamphiboliten gibt es solche, welche chemisch davon nur wenig abweichen und mineralogisch dieselbe Entwicklung zeigen. Andere Formen weisen jedoch Hinzutritt von Quarz und Kalkspat in solchen Mengen auf, daß man ihren Stoffbestand nicht mehr zu gabbroiden Tiefengesteinen oder etwa Basalten u. dgl. in Beziehung bringen kann, und so, daß ihnen auch sonst kein bekanntes Massengestein chemisch entspricht. Jedenfalls ist im Einzelfall eine Entscheidung ob Ortho- oder Paraform, chemisch allein nicht möglich.

Studiert man das Gefüge nach SANDERSchen Grundsätzen, dann geht man sicherer: Das Gefüge des Muttergesteins gibt ja dem umgewandelten eine „Vorzeichnung“ mit, welche in den vielen günstigen Fällen sicher erkannt wird. Z. B. war in unseren Paraamphiboliten diese Vorzeichnung selbst im Amphibolitstadium noch als alte, nunmehr metamorph abgebildete Feinschichtung erkennbar. Dazu gehört: Lagenweiser Materialwechsel, eingeschaltete feine Schichten, die quarz- und kalkspatreich sind, wechselnd mit hornblende-epidotreichen Schichten und Hornblende-Plagioklas-Schichten. Auch Einschlußzüge in den Hauptgemengteilen deuten die Schichtung im vormetamorphen Zustand an, das ist SANDERS „sedimentär angelegtes si“.

Die Orthoamphibolite hingegen zeigen keine derartigen Schichtwechsel; ihre Vorzeichnung wird durch eine Durchbewegung veranlaßt, welche eine Schichtung herbeizuführen vermochte, und diese kommt als Schieferung durch die Amphibolit-Kristallisation (aus dem mechanisch zerlegten Gabbro) zur Abbildung. Es ist also kein lagenrhythmischer Stoffbestandswechsel zu beobachten, sondern bloß ein Wechsel der durcheinandergerührten Hauptgemengteile Hornblende und Oligoklas in Streifen mit verschiedenem Mengenverhältnis: aber diese Schwankung beruht auf einer mechanischen Differentiation: der tektonischen Kornsortierung.

Wenn man Ortho- und Paramaterial in Amphiboliten auseinander kennen will, beides aber in vorgeschrittenem Zustand kornsortiert ist, dann steht man einer am Handstück unlöslichen Aufgabe gegenüber. Die genaue Feldaufnahme kann hier die Entscheidung bringen.

Es ist gezeigt worden, daß im Orthoamphibolitstoß bis zu den Serpentin eine Ordnung herrscht, die sich auf die natürliche Ordnung magmatisch differenzierter Gabbros zurückführen läßt.

Diese Ordnung fehlt den Stößen mit Paraamphiboliten. Letztere zeigen vielmehr auch im Gelände grobschichtige Wechsel mit Lagen, die bald mehr quarzitisch, bald reich an Kalkspat entwickelt sind, so daß man leicht in den nichtmetamorphen Zustand rückübersetzen kann. Dann erkennt man den in der Anlage schon vorgezeichneten Wechsel sandiger, mergelig-toniger und kalkiger Schichten im Kleid der Umwandlung wieder.

Stoffwechsellerscheinungen

Wenn gesagt wurde, die Gleinalpe sei eine metamorphe Einheit, ein Gebirg aus einem Guß, dann will damit betont sein, daß alle Baueinheiten dieses Gebirges an denselben mechanischen Verlagerungsvorgängen teilhatten, daß sie alle in einer einzigen Phase jener Prägung unterlagen, die ihnen denn so straff organisierten Mineralbestand II. Tiefenzone in alpiner Amphibolitfazies verschaffte, daß sie aber auch alle untereinander im Stoffaustausch standen und aus der ganzen Einheit Stoffe ausflossen; daß also die chemische Seite der stofflichen Verlagerung den mechanischen in der Bedeutung ebenbürtig ist.

Diesen Umprägungszeitabschnitt setzte ich als gleichzeitig an mit der endgültigen Platznahme der Granodioritmassen im Großfalten-Gewölbe, also unter dem Gebirgsscheitel. Die amphibolitischen Gesteine samt Gefolge waren dabei als Gabbrostamm im Liegend-Absätzestöß bereits zugegen und erhielten bei der Umprägung den Amphibolitcharakter. Die Sedimentstöße wurden zu den verschiedenen Schiefen.

In dieser reagierenden Einheit lassen sich nun folgende große Stoffwechselvorgänge zurückschauend wiedererkennen.

1.

In den Tonschiefer- bis Mergelstößen die Freimachung ungeheurer Mengen von Wasser unter Bildung wasserärmerer Gesteine und ebenso gearteter Gemengteile. — Der reagierende Komplex steckt in einer bestimmten Krustentiefe. Daher kann das Wasser nicht abziehen. Vielmehr wird es in jene mitreagierenden Gesteinsmassen verteilt, die gegenüber den wasserabgebenden Schiefen einen Wasserunterbetrag haben. Dies ermöglicht die Hydroxylobildung für die Glimmer- und Hornblenden, für Zoisit und Epidot in den Granodioriten und in den Amphiboliten. Beide brachten ja solche Wasserbeträge nicht mit. Hiermit steht auch das Wasser für die Talk-, Chlorit- und Antigoritbildung zur Verfügung.

2.

In den mergeligen Muttergesteinen kommt es zur Bildung von Biotit, Zoisit, Epidot, Diopsid, Hornblende unter Verbrauch von Kalkspat und Dolomit. Damit werden — man halte sich nur die Ausdehnung dieser Schichten an Hand des Kärtchens 10 vor Augen — ungeheure CO_2 -Mengen

frei und verteilen sich ebenfalls in der ganzen, reagierenden Einheit. Dieser Kohlensäure fällt eine besondere Rolle zu: Bei der Bildung von Antigorit und Talk, außerdem auch von Chlorit, aus Olivinen, Bronziten, Diagonalen wird ein der Masse nach sehr bedeutender Betrag von Mg ausgeschieden, der sich nun einen Partner suchen muß. Er findet ihn in der Kohlensäure; so kommt es zur Bildung der Breunnerite in den Serpentin und Verwandten. Rechnet man nach, so ist der sichtbare Breunneritbetrag viel, viel zu gering. Es folgt daraus, daß eine sehr große Menge von $MgCO_3$ in unserem System keinen Platz finden konnte, sondern ausgeführt werden mußte. Wasser und Kohlensäure konnten als Transportmittel dienen. Diese überschüssigen Mengen von Magnesiumkarbonat, die aus reagierenden, altkristallinen Serpentinmassen stammen, sind so groß, daß man damit ohne Schwierigkeit unsere alpinen Spatmagnesite aufbauen kann. Davon habe ich mich durch eine Überschlagsrechnung zu überzeugen versucht und der Versuch befriedigte vollends. — Man hat dabei nicht nötig, alle Olivinfelsmassen vollständig zu antigoritisieren. Olivinfelsrestbestände wie in Traföß oder noch ausgesprochener in Kraubath berühren daher eine solche Ableitung nicht.

Es wäre damit die Spatmagnesitbildung als Stoffwechsel beziehungsweise Ausfuhrerscheinung mit Kristallisationen von Gebirgen in zweiter Tiefenzone (wenn sie eben Olivinfels und Hofgesteine enthalten) ursächlich verknüpft, ihre Ausdehnung und Verbreitung verständlich gemacht, und jede nebelhafte Verknüpfung mit irgendwelchen magmatischen Vorgängen unnötig geworden.

3.

Von besonderem Interesse ist nun das feinere chemische Verhalten der Gleinalpen-Amphibolite. Die gesteinskundlichen Feldbefunde haben bisher keinen Anhalt gegeben, daß sie Stämmlinge nicht normaler Gabbros, sondern etwa von Alkaligabbroiden wären.

Auffallenderweise zeigen aber die zahlreichen Orthoamphibolitanalysen im Stoffverhältnis jene Vergleichsmerkmale, welche sie beispielsweise an Hand des NIGGLischen Katasters (Mineral- und Gesteinsprovinzen) auf essexitisch-theralitgabbroide Muttergesteine beziehen lassen, z. T. auch gegen die basische Kalisippe hinrücken.

Nun hat sich schon gezeigt, daß Biotitisierung von Amphiboliten eintreten kann (Kalimetasomatose). Daraus ergibt sich dann die Verschiebung des Chemismus gegen die Kalireihe hin (shonkinitisch u. dgl.). Was aber die Ursache der Verschiebung des Charakters in die atlantische Reihe ist, war nicht gleich zu erkennen. So sprach ich einige Zeit von atlantischen Amphiboliten, ohne ihre Entstehungsbedingungen hinreichend klar zu erkennen. Indes erklärt sich auch diese Verschiebung durch den gesteinskundlichen Feldbefund.

In der Nähe der Almhütte Brendl beim Ochsenkreuz (Gleinalmsüdflügel) findet man einen Marmorzug, der schräg auf eine Amphibolitlage zu streicht, sie erreicht, aber in ihr keine sichtbare Fortsetzung hat. Die Dünnschliffuntersuchung zeigte nun, daß in der streichenden Fortsetzung des Marmors durch den Amphibolit hindurch letzterer in einem Ausmaß epidotreich ist, daß dies auffällt. Die Nebenpartien erscheinen ganz normal, mit geringem Epidotgehalt. Man kann sich nun leicht ausdenken, was dies bedeutet. Es ist zum Chemismus des normalen Gabbroiden Gesteinskalk addiert

worden, Kohlensäure abgezogen. Der entstehende Amphibolit muß diesen Kalkzuschuß mit dem gleichen SiO_2 -Gehalt abbinden, den er ohne Kalkzuschuß hat. Daher tritt nun jene Verschiebung im Stoffverhältnis ein, das Annäherung an atlantische Verhältnisse mit sich bringt, ja direkt in sie hineinführt, was sonst noch dabei an Stoffwechsel zutage kommt, verblaßt neben dieser einschneidenden Änderung.

Damit erscheint aber auch eine zunächst unerwartete Gleichläufigkeit mit der Atlantisierung basaltischer Magmen durch Kalkaufnahme bloßgelegt (vgl. DALYS Ansichten), wobei auch normale Differentiation mitspielt.

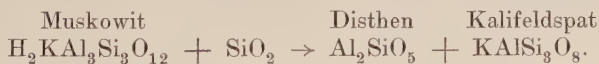
4.

Stoffwechsel Kalkmarmor-Serpentin. Im gleichen Gelände findet man auch dünne Kalkmarmore, die in den Serpentin des Ochsenkreuzes und in jenen des Ochsenkogels hineinstreichen. Verfolgt man dieses Streichen durch den Serpentin hindurch, so nimmt man wahr, daß mit einem Schlag die Marmore verschwinden, dafür aber in ihrer Richtung durch den Serpentin hindurch ein an Tremolit überreicher Streifen führt, den man zum anderen Ende der Serpentinlinse verfolgen kann. Dort stößt man auf den umhüllenden Granatglimmerschiefer, und nun ist auch der dünne Marmor wieder da! Deutung: Vor der Gleinalpenkristallisation wurden hier örtlich Kalkschollen tektonisch mit den kleineren Olivinfelsmassen gemengt. Die Kristallisation brachte das Stoffwechselprodukt Tremolitserpentin an diesen Stellen zustande.

5.

Eine Aussage über den Stoffwechsel, der von den Granatglimmerschiefen mit Staurolith und Disthen seinen Ausgang nimmt, ist derzeit noch mit Unsicherheit behaftet.

Es scheint auch hier die Stoffverschiebung recht erhebliche Ausmaße zu erreichen. Mit dem Auftreten größerer Mengen von Eisen-Tonerdegemengteilen (Granat, Staurolith, Chloritoid) und Disthen werden nämlich diese Schiefermassen „extremisiert“ (ESKOLA). D. h. die Tonerdeüberschüsse über Alkali, welche Tongesteine häufig schon mitbringen, werden noch größer dadurch, daß Alkali auszieht, etwa zusammen mit Tonerdeteilten, mit anderen Worten z. B. nach der Zerfällung



Analog würde auch Natron beweglich zur Albitbildung. Analog, unter Alkaliabgabe, verliefte Granat- und Staurolithbildung.

In Sprache SEDERHOLMS und ESKOLAS: Es zieht aus den gewöhnlichen Phylliten bzw. Tonschiefen bei der angedeuteten Umwandlung granitischer Ichor aus und ein Tonerde-Eisenreicher Rückstand verbleibt.

Grund für den Stoffauszug, d. h. Grund dafür, weshalb er nicht an Ort selber mineralisiert wird, ist die Auspressung der Ichorflüssigkeit. Sie kann ihren Inhalt aber dort zum Absatz bringen, wo sich ihr Räume öffnen. Ich habe angedeutet, daß das Gleinalpensystem ein großer Buckel ist, in welchem Faltenstücke von Schiefen und Amphiboliten hängen. Dieser Buckel ist selber ein Großfaltenmantel, auf dessen Schenkeln die erwähnten kleineren, zerrissenen Faltenstücke reiten.

In den Schenkeln, die aus den Gleinalpenhüllen bestehen, herrscht jener geregelte Gefügebau, den SANDER ganz allgemeinesetzlich so genau angegeben hat. (Abbildungskristallisation, Polygonalbögen, Einregelung der Gemengteile in den Gebirgsbauplan.) Dasselbe gilt für die im Granodiorit schwimmenden Faltenstücken, aber es gilt nicht mehr für die den Keller des Faltengewölbes ausfüllenden Granodioritmassen.

Ganz genau und ohne Übertreibung ausgesprochen: Die Regelungserscheinungen in den Schiefergesteinen der Falten sind auffällig. Die Hornblendenspiele darin wie Kompaßnadeln, die Glimmer ordnen sich wie Dachziegel, wogegen die gleichmäßigen Granodioritanteile auffällig unregelmäßig oder wenig geregelt erscheinen. Nun hat man es hier mit einem Gebilde zu tun, wo Schenkellängen von einigen Kilometer Länge eingesehen werden können, und ebenso ein Granodioritleib bis auf 1 km Tiefe. Dennoch fordert dieses Tatsachenverhältnis einen Vergleich mit einem viel kleineren, aber ganz ebenso geordneten Bereich heraus. Auch in Faltenbereichen, die man unter dem Mikroskop studieren kann, macht man die Beobachtung, daß das Faltenbaumaterial streng eingeregelt ist, in den Kellerräumen unter den Sätteln hingegen aber Material ziemlich unregelmäßig hineingestopft erscheint, und zwar Material, welches dem Faltengebilde selber entnommen ist. Es handelt sich also beide Male um eine räumliche Umlagerung gesteinsbildender Materialien, teils auf dem Wege des mechanischen Transportes, teils aber auch auf dem des Transportes im molekulardispersen oder doch im nahestehenden Zustand. Nur die Ausmaße sind um Potenzen verschieden. Wenn man vom Granodioritkern der Gleinalpe als von einem Magma spricht, so ist dies eben jener molekulardispers umgelagerte Anteil der Baustoffmassen des Gebirges, aus diesen Massen selber durch Ichorbildung während des Gebirgsstaues herzuleiten und abgewandelt durch die Migmatitisierung von Teilen der Schiefer- und Amphibolitmassen, welche in den Faltenkeller hineinbrechen. Also molekularer Abtransport von Stoffen aus den Großschenkeln, Absatz des Materials in den Faltenkellern. So ist dann der Gleinalpengranodiorit als ein palingenes Magma zu verstehen; dann versteht man auch, weshalb Erscheinungen der Kontaktmetamorphose fehlen. Aber ist denn nun zwischen den besprochenen Schiefermassen und den daraus entsprungenen granitischen Säften kein Massenmißverhältnis? Auch diese Frage läßt sich befriedigend beantworten: man hat zu bedenken, daß das Gleinalpengebirg, wie schon einmal erwähnt nach Ost und West mächtige Fortsetzungen besitzt, Fortsetzungen in gleicher Fazies, im gleichen Baustil, ohne Unterbrechung im Streichen. Die reagierende Masse hat aber auf Riesenstrecken hinaus keine Granodioritkerne, obgleich sie überall die Extremisierung ihrer Schiefer im oben festgehaltenen Sinn zeigt. Hingegen findet man, daß es das Gleinalpenkristallin an verschiedenen Stellen zu Pegmatitbildung bringt, und an anderen z. B. in der Osttiroler Schobergruppe, zur Bildung von sogenannten Schiefergneisen, die man venitisch deuten kann. Was man auf dieser langen Strecke Altkristallin von Deferegggen bis über die Niederen (Wölzer) Tauern und in die Gleinalpe beobachten kann, das bestärkt nur den Schluß, daß kein solches Mißverhältnis besteht und sagt ferner aus, daß der Ichor im Gleinalpenbuckel eine besonders günstige Stelle zur Speicherung gefunden hat.

Es bleibt noch zu erwägen, weshalb das Magma in die Faltenkerne gestiegen ist, die Magnesiumkarbonatmassen aber ausgewandert? Diesbezüglich

muß man sich vor Augen halten: Wenn tatsächlich Material aus dem Stoffmagazin des werdenden Gebirges ausgeschieden werden mußte, so kann die Ursache bloß Platzmangel sein. Die Art des Materials aber war dadurch bedingt, daß dieses Gebirgswerden ein zeitliches Geschehen ist. Derjenige Stoff, der früher beweglich gemacht und wieder mineralisiert wurde, der konnte drinnen bleiben. Jener der später an die Reihe kam, mußte wohl weichen. Nun sind die frühest beweglich gewordenen Stoffe die in den Liegendschichtstößen gebildeten Granitsäfte. Da liegend die Marmoranteile gering sind, die kalkreichen, CO_2 liefernden Schichten sich aber hangend befinden, kamen diese erst später in den Bereich der ansteigenden Reaktionstemperaturen, daher konnte auch die Beweglichmachung der Magnesiamengen erst später erfolgen, und sie mußten aus den gestauten Massen abziehen, um dort zum Absatz zu kommen, wo für sie Platz war oder Raum geschaffen werden konnte. Raumschaffung war u. a. dort möglich, wo mittels metasomatischer Prozesse entsprechend viel Stoff ausgetauscht werden konnte. Begünstigt muß ein solcher Prozeß dadurch werden, daß das abziehende Material gegenüber dem neu eingeführten das größere Mol-Volumen besitzt. Dies ist der Fall, wenn Kalkspat durch Magnesit ersetzt wird, und zwar scheint mir die Hauptbegünstigung darin zu liegen, daß dadurch die Verstopfung der An- und Ablieferungswege nicht zu fürchten ist. Aus diesen Bedingungen heraus konnten die angelieferten Mg-Mengen Kalksteine verdrängen. (Ähnliche Gedankengänge hat WILH. PETRASCHKE 1932 verfochten.) Die Haupttransportwege waren Gangspalten. Die in großer Verdünnung mitgeführten Erze zeigen an, daß der ganze Vorgang ein Teil eines jener großen Kreisläufe ist, der auch magmatisches Geschehen (im oben für den Gleinalpenkern umrissenen Sinn) enthält.

Nirgendwo im ostalpinen Gebiet steigen die Spatmagnesite höher hinauf, als in das Karbon; hingegen beobachtet man sie auch noch in altpaläozoischen Schichten. Einen vollständig schlüssigen Beweis, daß die Gleinalpenkristallisation ebenfalls karbonisch sei, gibt es vorläufig nicht. Es wird aber heute kaum etwas Entscheidendes dagegen vorgebracht werden können. Halten wir also im Sinne des Vorgebrachten die Vorstellung fest, daß die Spatmagnesite einer jener großen Metasomatosen ihren Ursprung verdanken, die (ursächlich verknüpft mit der ihr unmittelbar vorausgehenden Aufrichtung und Kristallisation des ostalpinen „Altkristallins“ vom Typus Gleinalpe, also im Sinne der Tiefenzonenlehre zweistufig, in alpiner Amphibolitfazies) im Karbon ihr Mg-Material aus den Serpentininen dieses alten Gebirges zog und in die Grauwackenzone hineinstopfte.

Davon scharf abzutrennen ist jener Magnesitbildungsprozeß, der nicht Spatmagnesitlagerstätten, sondern die Magnesitlagerstätten vom Typus „Krauthath“ erzeugt. Darüber bringt der Bericht MEIXNERS Näheres.

Es gibt eine zweite große, alpine Metasomatose: Jene, welche zur Eisenpatbildung führt (Spatsideritlager, Typus Erzberg). Darüber war ja beim Erzbergbesuch die Rede. Hier bleibt nur noch zu erörtern, welcher Stoffwechselvorgang dieser Metasomatose zugeordnet werden kann. Es muß ein Vorgang sein, der jünger ist, denn seine Früchte reichen weit in das Mesozoikum hinauf (PETRASCHKE weist ihr tertiäres Alter zu, einer Ansicht, der ich mich schon lange angeschlossen habe). Der entsprechend junge Gebirgsbildungsvorgang kann dann nur mehr die Aufrichtung der Hohen Tauern ihre Kristallisation und ihr Stoffwechsel sein. Tatsächlich macht die Tauern-

kristallisation in einer ihrer Hauptphasen eine tiefgreifende und arealmäßig weit ausgebreitete Diaphthorese, deren chemische Bilanz es ist, daß Eisenmineralien durch Magnesiamineralien ersetzt werden: Granat, Staurolith, Biotit pseudomorphosieren in Chlorite der Pennin und Klinochlorreihe, auch der Leuchtenbergitgruppe. Daß die eigentlichen eisenreichen Chlorite dabei regional verbreitet wären, ist bisher nirgends belegbar geworden.

Berechnet man aus diesen Reaktionsgebieten, die vom Brenner bis an den Wechsel reichen, die aus der Pseudomorphosierung ermöglichte Eisenabfuhr, dann erhält man jene erstaunliche Menge, welche weitaus genügt, um unsere Spateisenlager aufzubauen. Im übrigen herrscht zwischen beiden Metasomatosen dem Mechanismus nach eine so große Gleichläufigkeit, daß eine als Modell für die andere gelten kann.

Der Frage, ob die beiden Metasomatosen nicht gleichen Alters sein können, kann man mit einem schwerwiegenden kristallochemischen Einwand begegnen. Da Mg und Fe in den Späten vollkommen mischbar sind, müßte der, welche ihre Gleichaltrigkeit vertritt, erst einen Ablauf finden, der es diesen beiden Karbonaten ermöglicht, bei gleicher Entstehungsursache und Entstehungszeit sich dermaßen in eigene Lagerstätten zu trennen, wie es eben tatsächlich der Fall ist, und überdies müßte er verständlich machen können, weshalb das Eisen in höhere Horizonte hinaufsteigt, als das mit in Bewegung gesetzte Magnesium!

Als Anlieferer der Spateisenlagerstätten um die Hohen Tauern betrachte ich daher die junge Tauernkristallisation, deren Erzeugnisse im Schrovinkar ausschnittsweise studiert werden konnten (Bericht II).

Schrifttum

1. F. ANGEL, Petrographisch-Geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe. Jahrb. d. Geolog. Bundesanst. Wien 1923, **73**, 63—98.
2. —, Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit. Neues Jahrb. f. Mineralogie usw., Beil.-Bd. **51**, 1923.
3. —, Die Magmenentfaltung im Gleinalmgebiet. Ebenda, Beil.-Bd. **46**, A, 1928, 423—467.
- Hierin zahlreiche wichtige Hinweise auf Einzelarbeiten von ANGEL und Schülern.
4. —, Gesteine der Steiermark. Jahrbücher des Natw. Vereins f. Steiermark **60**, 1—302.
5. E. CLAR, Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. Mitteil. d. Natw. Vereins f. Steiermark **64** **65**, 1929, 178—214.
6. F. ANGEL, Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz (bei Kals in Osttirol). Zeitschr. f. Kristallographie **72**, 1929, 1—41.
7. P. ESKOLA, On the Origin of Granitic Magmas. Min.-Petr. Mitteil. **42**, 1932, 455—481.
8. —, On the differential Anatexis of rocks. Comptes Rendus d. l. Société géologique de Finlande No. 7, 1933, 12—25.
9. —, Diffusion and reactions in solids. Ebenda No. 8, 1934, 1—13.
10. B. SANDER, Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930. Springer. 1—352.
11. NIGGLI, Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin 1923. 1—574.
12. NIGGLI und GRUBENMANN, Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin 1924. 1—515.

Autoreferate

Über die Messung der sogenannten Kristallisationskraft

(nach Versuchen mit W. STEINBORN)

Von

CARL W. CORRENS,

Rostock

Mit 2 Abbildungen im Text

In der Lehre von der Verwitterung, insbesondere bei der Deutung von Schäden an Bauwerken, spielt die Kristallisationskraft oder der Wachstumsdruck eine geheimnisvolle Rolle. Sogar für die Erweiterung von tektonischen Spalten hat man solche Kräfte verantwortlich machen wollen.

Wiederholt ist schon darauf hingewiesen worden, daß es sich dabei nur um Vorgänge handeln kann, die mit unseren chemischen und physikalischen Gesetzen erfaßbar sind. Dabei ist es zweckmäßig, zwei ganz verschiedene Arten derartiger Wirkungen zu unterscheiden: Volumwirkung und lineare Wirkung.

Die Volumwirkung ist Ihnen allen bekannt durch die Sprengwirkung gefrierenden Wassers. Die Abhängigkeit des dabei ausgeübten Druckes von der Temperatur ist experimentell längst erforscht. Eine ähnliche Wirkung kann auch entstehen, wenn Salze aus übersättigter Lösung auskristallisieren. Bedingung ist, daß das Volumen der übersättigten Lösung kleiner ist, als das der gesättigten Lösung + Kristalle. Das ist bei einer Reihe von Lösungen, z. B. bei Alaunlösung der Fall. Je stärker übersättigt die Lösung ist, um so größer ist der Volumeffekt. Aus der Kompressibilität der Lösung läßt sich dann der Druck berechnen. Einen Anhalt für die Größenordnung dieser Drucke gibt Abb. 1, in der als Abszisse die Übersättigung von Alaunlösung und als Ordinate der Druck, der aus der beobachteten Volumzunahme berechnet wurde, eingetragen sind. Für die Kompressibilität wurde die des Wassers in die Rechnung eingesetzt. Die Drucke sind, wie Sie sehen, nicht sehr groß.

Schließlich hat man noch eine andere Volumwirkung mit dem Wachstumsdruck gleichgesetzt, das ist die Volumwirkung, die durch die Hydratation

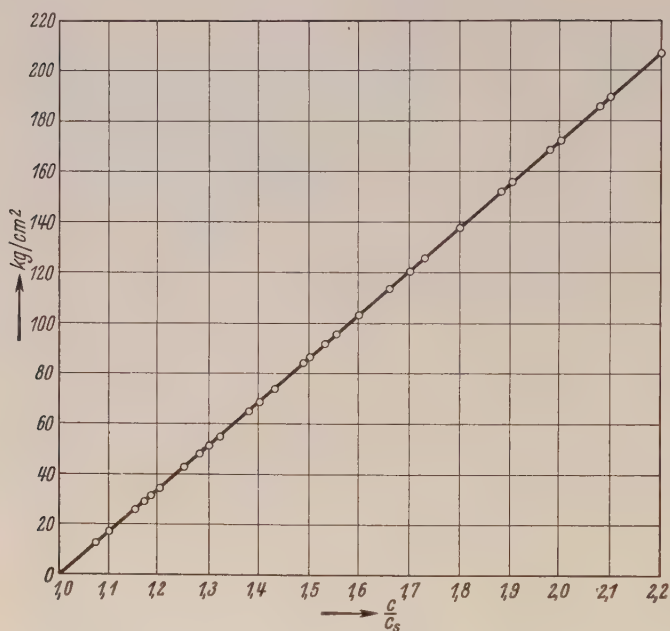


Abb. 1.

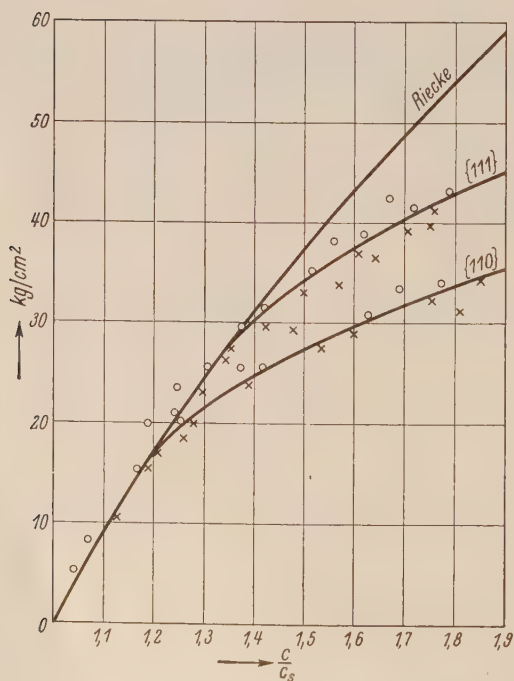


Abb. 2.

wasserfreier Salze entsteht. Auf diese will ich nicht eingehen. Berechnungen und quantitative Angaben hat MORTENSEN gegeben. Ich möchte vielmehr noch etwas eingehender über unsere Versuche über den linearen Wachstumsdruck berichten. Ein oktaedrischer Alaunkristall wächst in übersättigter Lösung zwischen Glasplatten, die

mit Gewichten beschwert sind. Er wächst unter genau gleichen Bedingungen nicht, wenn er zwischen Glimmerplatten eingebettet ist, wie ich 1925 zeigen konnte. Ich habe auch die ziemlich geringen Belastungen damals angegeben. SCHUBNIKOW hat mit anderer Versuchsanordnung sehr viel geringere Werte gefunden. Ein Kristall unter Druck ist nicht im Gleichgewicht mit seiner gesättigten Lösung, sondern mit einer übersättigten. Je größer der Druck ist, um so größer muß auch die Übersättigung sein. Diese Anwendung des RIECKESCHEN Prinzips auf unser Problem ist bisher übersehen worden. Sie sehen in Abb. 2 die berechnete Abhängigkeit zwischen Übersättigung und Druck und die experimentell

ermittelte ¹⁾. Die obere Kurve gibt die Verhältnisse beim Wachstum zwischen Oktaederflächen wieder, die untere bei dem zwischen Rhombendodekaederflächen. Würfelflächen zeigen überhaupt kein Wachstum zwischen Glasplatten.

Die Abweichungen der beobachteten Kurven von der berechneten Kurve weisen darauf hin, daß noch ein anderer Faktor eine Rolle spielt. Das ist die Grenzflächenspannung. Nur wenn zwischen Kristall und Unterlage oder Auflage Flüssigkeit hineingezogen wird, kann der Kristall wachsen. Wie ich 1925 im Anschluß an Überlegungen von DES COUDRES zeigte, ist dies der Fall, wenn die Grenzflächenspannung zwischen Kristall und Auf-(Unter-)lage $\sigma_{1,3}$ größer oder gleich ist der Summe der Grenzflächenspannungen Kristall/Lösung $\sigma_{2,3}$ und Auf-(Unter-)lage/Lösung $\sigma_{1,2}$.

$$\sigma_{1,3} \geq \sigma_{2,3} + \sigma_{1,2}.$$

Damit ist nicht viel gewonnen, denn über die Grenzflächenspannungen wissen wir sehr wenig, nur $\sigma_{2,3}$ könnte vielleicht aus der Löslichkeit kleiner Teilchen bestimmt werden. Variiert man die Versuchsbedingungen, so läßt sich folgende Tabelle aufstellen:

Auflage	Flächen des Alaun:		
	{111}	{110}	{100}
Glas	+	+	—
Gips	+	—	—
Glimmer	—	—	—

+ bedeutet Wachstum unter Druck.

— bedeutet kein Wachstum.

Diese Versuche zeigen jedenfalls zweierlei: Erstens sind sie eine experimentelle Bestätigung des RIECKESchen Prinzips und zweitens sind die Grenzflächenspannungen der verschiedenen Kristallflächen von Alaun erheblich verschieden. Das ist auch ganz plausibel, denn die Grenzflächen sind auch verschieden gebaut. Die geringen Werte SCHUBNIKOWS erklären sich hieraus. Er hat bei geringer Übersättigung gearbeitet. Da er eine Kugel als Auflage benutzte, traten andere Flächenlagen in Erscheinung.

Will man nicht die Annahme machen, daß sich bei unseren Versuchen nur die Grenzflächenspannung $\sigma_{1,3}$ geändert hat und läßt man zu, daß verschiedene Grenzflächenspannung ($\sigma_{2,3}$) auch verschiedene Löslichkeit bedeutet, so scheint mir zu folgen, daß auch die Löslichkeit, nicht nur die Lösungsgeschwindigkeit verschiedener Kristallflächen verschieden sein kann. Für die normale Flächenausbildung der Kristalle spielen aber die Löslichkeitsunterschiede keine Rolle, da sie nur bei hohen Übersättigungen merklich werden, wie Abb. 2 zeigt. Deswegen wurden sie auch von VALETON nicht gefunden.*

Eine ausführliche Darstellung der Versuche wird an anderer Stelle erscheinen.

¹⁾ Die Berechnung erfolgte nach УЛИН, Lehrbuch d. Thermodynamik, unter freundlicher Mitwirkung des Verfassers. Die Formel lautet: $R \cdot T \cdot \ln \frac{c}{c_s} = v \cdot P$ (R = Gaskonstante, T = absolute Temperatur, c = Konzentration, c_s = Sättigungskonzentration, P = Druck in Atmosphären, v = Molvolumen in Kristall).

Schrifttum

- CORRENS, CARL W., Über die Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. **XI**, 81—88, 1926.
- MORTENSEN, H., Die „Salzsprenkung“ und ihre Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der Wüsten. PETERMANN'S Geogr. Mitt. Heft 5/6, 130—135, 1933.
- SCHUBNIKOW, A., Vorläufige Mitteilung über die Messung der sogenannten Kristallisationskraft. Zs. f. Krist. **88**, 466—469, 1934.
- VALETON, J. P. P., Kristallform und Löslichkeit. Ber. üb. d. Verh. d. kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig **67/68**, 1—59, 1915/16.

Aussprache: SEIFERT, NEUHAUS, DRESCHER.

Die Gitterbeziehungen und Mischverhältnisse zwischen $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ und $\text{Ca}(\text{PO}_4\text{H}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Von

HERBERT O'DANIEL,
München

Die Industrie hatte ein gewisses Interesse an der Aufklärung des Gitters von $\text{Ca}(\text{PO}_4\text{H}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, bzw. an dem Unterschied, der zwischen den Gittern von $\text{Ca}(\text{PO}_4\text{H}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ und Gips bestehen mag, da auf Verschiedenheiten im Feinbau gewisse spezifische Besonderheiten im sonstigen Verhalten hindeuten. Im Zusammenhang damit interessierte auch, ob die Substanzen miteinander Mischkristalle bilden und in welchen Bereichen.

Zu Beginn der Untersuchungen lag nur die Arbeit von F. HALLA (Z. Krist. **80**, 349, 1931) vor, in der die große Ähnlichkeit der DEBYE-Diagramme von Gips und Brushit, dem natürlichen $\text{Ca}(\text{PO}_4\text{H}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, und weiter der Ardealit als echtes Doppelsalz stöchiometrischer Zusammensetzung $\text{Ca}(\text{PO}_4\text{H}) \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ nachgewiesen werden.

Dann konnte B. GOSSNER (Fortschr. d. Min. etc. **21**, 34, 1937) von der weitgehenden strukturellen Ähnlichkeit von Gips und Pharmakolith $\text{Ca}(\text{AsO}_4\text{H}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ berichten, derzufolge eine Neuaufstellung des Pharmakolith notwendig wurde, die nun auch die beiderseitigen Achsenverhältnisse in eine so nahe Beziehung brachte, daß man zum wenigsten von Strukturisomorphie zu sprechen berechtigt war. Damit war zwangsläufig auch die Neuaufstellung für den mit Pharmakolith gewiß strukturisomorphen Brushit gegeben.

Nachdem aus sehr langsamen Kristallisationen nach einem Rezept von A. DE SCHULTEN (siehe HINTZE-Handbuch) und aus Mischkristallisationen mit verschiedenen Verhältniszahlen wenige brauchbare Kristalle gezüchtet waren, waren die röntgenographischen und chemischen Untersuchungen schon weit fortgeschritten, als zwei Veröffentlichungen (W. L. HILL u. S. B. HENDRICKS, Ind. & Eng. Chem. **28**, 440, 1936, und P. TERPSTRA, Z. Krist. **97**, 229, 1937) die Lösung eines Teiles des Problems vorwegnahmen, das sich uns vor deren Erscheinen bereits so stellte:

Bei fester Lage des H im Gitter, mit größter Wahrscheinlichkeit am PO_4 -Tetraeder — nicht wie GOSSNER zunächst annahm: bei statistischer Verteilung in den Gitterlücken —, wird sich entweder eine Wasserstoffspitze an einer Tetraederecke ergeben, wobei durch aktive Polarisation des H und seine aus gitterenergetischen Gründen wahrscheinliche Platzierung auf

einer trigonalen Achse das Tetraeder selbst trigonal verzerrt werden wird, oder möglicherweise eine „hydrogen bond“ an einer Tetraederkante, die den Abstand der beiden benachbarten O durch Polarisierung etwas verringert und das Tetraeder monoklin verzerrt. Im ersteren Falle wäre die Schreibart (PO_3OH), im letzteren (PO_2OHO) vorzuschlagen. — Wird sich der Einbau eines solchen Protons irgendwie bemerkbar machen?

Im übrigen machte die nach HALLA durch das Auftreten wenn auch weniger charakteristischer Röntgenlinien bewiesene Existenz eines Doppelsalzes, das sich also durch strukturelle, nicht zwangsläufig symmetrieverändernde Besonderheiten gegenüber den reinen Substanzen auszeichnete, eine Mischkristallreihe nicht wahrscheinlich; höchstens war eine geringe Mischbarkeit mit großer Mischungslücke möglich. Dem röntgenographischen Nachweis solcher möglichen Mischkristalle waren von vornherein durch die sehr große Ähnlichkeit der Gitterdimensionen, die in Übereinstimmung mit Pharmakolith auch bei Brushit und Gips zu erwarten war, Grenzen gesetzt. Hier war der mikrochemischen Analyse der Vorrang für eine Entscheidung zu geben.

Mitten in die Untersuchungen traf, wie bereits gesagt, erstens die Veröffentlichung von HILL und HENDRICKS, in der die Verfasser die Gitterkonstanten von Brushit mitteilten und auf eine wahrscheinliche „hydrogen bond“ im PO_4H^- -Molekül verwiesen; dabei sollte nach ihrer Meinung eine Verringerung eines O—O-Abstandes um etwa 0,1 Å am Molekültetraeder sich ergeben, worüber sie aber genauere Untersuchungen nicht scheinen angestellt zu haben. Außerdem veröffentlichte P. TERPSTRA seine röntgenographische Untersuchung über Brushit, in der er eine Korrektur der GOSSNERschen Aufstellung für Pharmakolith für nötig hält und im übrigen Piezoelektrizität beim Brushit feststellt. Dieser Umstand beweist ihm, daß eine H-Brücke nicht etwa statistisch unregelmäßig im Gitter verteilt ist, sondern eine bestimmte polare Orientierung hat. Während also Gips zur C_{2h}^6 -Klasse gehört, weist er den Brushit — und folgerichtig gehört auch der Pharmakolith hierher — in die C_2 -Klasse ein, wahrscheinlich C_2^3 . — Eine Diskussion seiner Ergebnisse und die Angabe unserer Gitterkonstanten, die wir wohl mit noch etwas größerer Genauigkeit glauben nennen zu können, möchten wir einer bevorstehenden, eingehenderen Veröffentlichung vorbehalten.

Wir möchten hier zunächst noch TERPSTRAS Ergebnisse als richtig unterstellen, wonach Gips und Brushit in verschiedenen Kristallklassen kristallisieren. Trotzdem aber bilden sie nach HALLA ein natürliches Doppelsalz, dessen Kristallklasse noch festzustellen bleibt. Ein Vergleich mit Dolomit würde insofern hinken, als hier die reinen Substanzen der gleichen Kristallklasse angehören, während das Doppelsalz niedrigere Symmetrie zeigt.

Da uns freundlicherweise der GIEBE-SCHEIBE-Apparat des Mineralog. Instituts der Universität zur Verfügung stand, lag es nahe, den GIEBE-SCHEIBE-Test an unserem Brushit zu wiederholen und auf Pharmakolith auszudehnen. Das Resultat war zwar negativ, obwohl die Kristalle nicht verzwillingt waren. Doch braucht dies kein Beweis gegen TERPSTRA zu sein — wie im Vortrag eingehender gezeigt wurde —, da der Frequenzbereich des von uns benutzten Apparates zwischen 1 und $3 \cdot 10^6$ Hertz liegt, während für den eindeutigen Nachweis der beim Brushit vorliegenden Piezoelektrizität, entsprechend seiner sehr hohen Elastizität und der Dicke von 0,1—0,05 mm unserer Kristalle, ein wesentlich niedrigerer Frequenzbereich hätte vorliegen müssen, wie es wohl bei dem von TERPSTRA benutzten Apparat

der Fall gewesen sein muß. In unserem Falle konnte jedenfalls der Apparat nicht einmal mehr mit seinen Oberschwingungen ansprechen.

Will man also bei einer Strukturdiskussion den GIEBE-SCHEIBE-Test als vereinfachendes Kriterium heranziehen, was kaum ohne Einschränkung geschehen darf, so muß sehr auf die Elastizität einer Substanz geachtet werden, da man anderenfalls Gefahr läuft, einen möglichen Piezoeffekt zu übersehen. Es wäre demgemäß zu empfehlen, nach Möglichkeit die GIEBE-SCHEIBE-Apparate mit noch veränderlicherem Frequenzbereich zu bauen.

Unsere Versuche einer Mischkristallisation in den Verhältnissen 1:1 (Ardealitverhältnis), 1:3, 1:7, 1:9, 3:1, 7:1 und 9:1, die wiederum aus essigsaurer Lösung nur äußerst kleine Kristalle lieferten, zeigten schon mikroskopisch, daß immer wieder feinste Nadeln neben Kristallschuppen, der Wachstumsform des Brushit, vorliegen, und dabei bilden sich zunächst die Nadeln und erst aus der Restlösung kristallisieren dann die Schuppen, ganz in Übereinstimmung mit den Löslichkeiten von SO_4 - und PO_4H -Salz. Die mikrochemische Untersuchung, die in Anbetracht der Kleinheit der Kristalle an 2 bis 4 Kristallen mit zusammen 7 bis höchstens 25 γ vorgenommen werden mußte und die das Forschungslaboratorium Oppau der I.G.Farbenindustrie in freundlicher Weise übernahm, erbrachte für keine Kristallisation einen Gehalt an P_2O_5 , mit Ausnahme von 2 Proben, deren P_2O_5 -Gehalt jedoch ganz aus der Reihe schlägt und eindeutig auf eingeschlossene Mutterlauge zurückzuführen ist.

Es gibt also — wenigstens unter den bisherigen Versuchsbedingungen und wie wir im übrigen vermuteten — keine Mischkristalle. Ergänzend prüften wir das Kristallinat 1:1 röntgenographisch; auch hier fehlen die von HALLA angegebenen charakteristischen Linien des Doppelsalzes.

Wir beabsichtigen, durch weitere modifizierte Mischkristallisationsversuche noch Gegenproben zu unseren bisherigen Ergebnissen zu machen, um dadurch unsere Aussagen noch sicherer zu gestalten.

Neben diesen Fragen wird uns das Thema kristallchemisch weiter beschäftigen. Wir wollen uns die wasserfreien Salze genauer anschauen, obwohl sie kristallographisch sehr verschieden sind (rhombisch und triklin). Hierbei wäre aber daran zu denken, daß die triklone Deformation als Folge des Ersatzes von O durch das leicht deformierbare OH eintreten kann, wie bei den hydratisierten Salzen u. a. die geringe Änderung von β . Einer Anregung F. MACHATSCHKIS folgend, werden wir versuchen, einen Fluor-Brushit zu synthetisieren. Und schließlich wäre sowohl bei den wasserfreien, wie wasserhaltigen Salzen an eine Einbeziehung eines möglichen Silikates $\text{Ca}(\text{SiO}_4\text{H}_2)$ zu denken, wobei Radiophyllit $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (hex.?) erneut zu prüfen ist. Die entsprechenden Cu- und Mn-Mineralien sind als Dioptas CuH_2SiO_4 (trig.) und Bementit MnH_2SiO_4 ? (rhombisch) bekannt, von denen der Dioptas zwar röntgenographisch untersucht, jedoch auf die mögliche Lage seiner beiden H noch nicht diskutiert ist. Gibt es hier etwa ein SiO_4H_2 ''-Gittermolekül? Dann sollte es auch in diesem Falle Fluoroxysäuren geben. Und schließlich wäre zu prüfen, ob man auf einem Wege, den W. EITEL möglicherweise nennen könnte, oder nach den Arbeiten O. KAUSKY über die Siloxene zu Substanzen kommen kann, die $\text{Ca}(\text{SiO}_4\text{H}_2) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ entsprechen, und nachzuschauen, ob und welches Wasser als Kristall- oder Konstitutionswasser im Gitter eingebaut ist.

Aussprache: SEIFERT, SCHIEBOLD, NEUHAUS, MACHATSCHKI.

Die Wirkung der Fluoride als Mineralisatoren in technischen Prozessen

Von

WILHELM EITEL,

Berlin-Dahlem

Mit 2 Abbildungen im Text

Die mannigfachen erfolgreichen Synthesen von Silikatmineralien, welche besonders im vergangenen Jahrhundert durch Anwendung von Fluoriden als Mineralisatoren durchgeführt worden sind, haben qualitativ die hervorragende reaktionsfördernde Wirkung dieser Stoffe erwiesen. Die Theorie dieser Wirkung, welche gemeinhin als eine „katalytische“ gekennzeichnet wurde, ist heute durch die Anwendung neuzeitlicher Vorstellungen über den Bau der Moleküle in Flüssigkeiten, vor allem durch die DEBYESche Dipoltheorie, auf eine quantitative Grundlage gestellt worden. Auch bei den komplizierten Systemen, mit welchen wir bei der Betrachtung magmatischer und pneumatolytischer Prozesse, wie auch in technischen Schmelzsystemen, z. B. in Glasflüssen zu tun haben, verspricht die Anwendung dieser Theorie einen völligen Erfolg. Zum mindesten ist es heute schon möglich, sich ein geschlossenes Bild von jenen Vorgängen zu machen, die sich vor allen Dingen durch Auswirkung der atomaren Kraftfelder um die Ionen der Mineralisatoren erklären lassen. Die außerordentlich starke Verringerung der Viskosität von Silikatschmelzen, die bei Anwesenheit von Ionen wie Li^+ , B^{3+} , F^- beobachtet wird, ist eine Folge der Einwirkung jener Kraftfelder auf die stark assoziierten Moleküle und Ionenkomplexe in jenen Schmelzen. Die umfassende Bedeutung dieser Vorstellungen für die Theorie der Magmen hatten vor längerer Zeit schon W. EITEL und W. WEYL (Chem. d. Erde 8, 1933, 445—461) eingehend erörtert; in besonders ausführlicher Weise hatte dann W. WEYL (18. Beih. Zs. Ver. d. Chem. 1935; Auszug Zs. f. angew. Chem. 48, 1935, 573) durch optische Untersuchungen jene Wirkungen in den konstitutiven Eigenschaften von Lösungen und Gläsern nachgewiesen und berechnet. Es war so gelungen, für grundlegende Vorgänge z. B. der Farbglasherstellung den Einfluß von Mineralisator-Zusätzen quantitativ zu beherrschen.

In anderen Silikatindustrien ist die theoretische Erkenntnis mangels entsprechend einfacher theoretischer Voraussetzungen und bei den sehr komplexen Phasengemischen noch nicht entsprechend vorangeschritten. So ist z. B. in der Portlandzementindustrie zwar die stark fördernde Wirkung mancher Mineralisatoren, vor allem des Flußspats, auf die Bildung der Klinkermineralien seit langem praktisch bekannt und angewandt worden: es fehlte aber bisher völlig an exakten zahlenmäßigen Unterlagen. Nicht einmal die grundlegenden Phasendiagramme, die zur Beurteilung der Schmelztemperaturen der Gemenge mit den mineralisatorisch wirkenden Stoffen notwendig sind, liegen vor. Demzufolge hielt der Vortragende es für notwendig, durch einfache zweckmäßige Wahl typischer Systeme dieser Art und Untersuchungen ihrer Phasengleichgewichte die erforderlichen Grundlagen zu schaffen.

Als erstes System dieser Art wählte er das System $\text{CaO}—\text{CaF}_2—\text{Ca}_2\text{SiO}_4$, welches die Bildung des für die Zementindustrie so wichtigen Tricalciumsilikates einbegreift. Es war schon durch die Untersuchungen von RANKIN und WRIGHT sowie die neueren Beobachtungen von CARLSON bekannt, daß diese Verbindungen bei 1900° eine obere, bei etwa 1300° eine untere Grenze ihrer Stabilität besitzt. An technischen Schmelzen, z. B. in basischen Schlacken, hatten auch ANDERSEN und LEE (J. Wash. Acad. Sci. **23**, 1933, 338—351) offenbar unter Einwirkung irgendwelcher Mineralisatoren in Hohlräumen gebildete Einzelkristalle des Tricalciumsilikates von besonderer Schönheit beschrieben. In dem System $\text{CaO}—\text{CaF}_2—\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ aber bot sich die Möglichkeit, die bisher nur durch statische Versuche im Dreistoffsystem $\text{CaO}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2$ ermittelten Gleichgewichtsverhältnisse der Bildung und des Zerfalls von $3 \text{ CaO} \cdot \text{SiO}_2$ noch genauer zu ermitteln. Es erwies sich

als ein besonderer Vorteil der Schmelzen mit CaF_2 , daß die Gleichgewichte sich mit einer sehr großen Geschwindigkeit einstellten, und ausgezeichnet kristallisierte Produkte ergaben. Die thermische Untersuchung konnte mit der aus der Metall- und Salz-Gleichgewichtsuntersuchung üblichen dynamischen Methode der Erhitzungs- und Abkühlungskurven durchgeführt werden. Trotzdem sind auch unter diesen Umständen be-

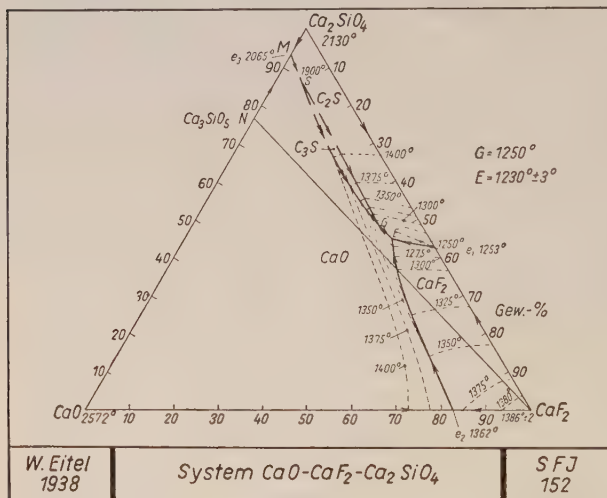


Abb. 1.

merkenswerte Ungleichgewichte noch zu beobachten, die vor allem in der mangelnden Resorption primär ausgeschiedenen freien Kalks und der Umhüllung des Tricalciumsilikats durch β -Dicalciumsilikat beruhen. Auch diese Art von Ungleichgewichten können also selbst durch die außerordentlich dünnflüssigen Schmelzen mit CaF_2 offenbar in der Zeitdauer der thermischen Untersuchung nicht behoben werden. Eine eingehende Behandlung des Systems $\text{CaO}—\text{CaF}_2—\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ ist an anderer Stelle (Zs. f. angew. Miner. **1**, 1938, 269—284) gegeben; das Zustandsdiagramm zeigt Abb. 1.

Das praktisch vielleicht unerwartete Ergebnis dieser Untersuchung liegt darin, daß die stark mineralisatorische Wirkung des Calciumfluorids sowohl besonders günstig auf die Kristallisation des Tricalciumsilikates bei hohen Temperaturen einwirkt, andererseits diese aber auch den raschen Zerfall der gleichen Kristallart beim Abkühlen befördert. Daher kommt es, daß in einem Schmelzfluß der eutektischen Zusammensetzung Tricalciumsilikat nicht mehr auftritt, sondern aus diesem nur die Kristallarten CaO , CaF_2 und $\beta\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ sich abscheiden. Die Sinterschmelze eines tonerde-

freien Portlandzementklinkers mit Flußspatzusatz könnte also kein Tricalciumsilikat mehr enthalten. Bei Gegenwart von Tricalciumaluminat könnte eher zu erwarten sein, daß sich dieses Tricalciumsilikat durch Mischkristallbildung haltbarer zeigte; der „Alit“ der technischen Klinker ist ja ein solcher, und erweist sich auch in flußspathaltigen Gemengen haltbarer, besonders bei der in der Technik üblichen raschen Abkühlung des Klinkers unterhalb von etwa 1250°.

Die besondere Rolle, welche offenbar die Tonerde bei dem technischen Prozeß zu spielen vermag, führte zu der weiteren interessanten Frage, wie sich die basischen Kalkaluminat in Fluoridsystemen verhalten. Die Verhältnisse liegen hier komplizierter als bei den basischen Kalksilikaten; zudem ist bereits vor einiger Zeit durch die Untersuchungen von W. BÜSSEM und A. EITEL (Zs. f. Krist. **95**, 1936, 175—188) zweifelhaft geworden, ob das grundlegende System $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ nach RANKIN gerade in dem CaO -reicheren Teil zutreffend ist. Die Verbindung, welche nach RANKIN bisher als Pentacalciumtrialuminat gedeutet wurde, erwies sich bei der genauen Strukturanalyse als wesentlich komplizierter zusammengesetzt, entsprechend der Formel $12 \text{CaO} \cdot 7 \text{Al}_2\text{O}_3$.

Angesichts dieser Sachlage erschien es dennoch geboten, in entsprechender Weise wie beim System $\text{CaO} - \text{CaF}_2 - \text{Ca}_3\text{SiO}_4$ durch eine orientierende Schmelzgleichgewichts-Untersuchung auch die Stabilität der basischen Kalkaluminat unter Wirkung von calciumfluoridhaltigen Schmelzlösungen zu bestimmen. Es wurde das System $\text{CaO} - \text{CaF}_2 - \text{C}_5\text{A}_3$ ¹⁾ entsprechend untersucht, wobei allerdings die Schwierigkeiten der thermischen und mikroskopischen Analyse der Produkte erheblich waren. Die Schmelzreaktionen waren durch das eigenartige Kristallisationsverhalten der Aluminat recht unscharf, und die Untersuchung der erhaltenen Kristalle war bei der durchgehend regulären Symmetrie recht erschwert.

Qualitativ ist an den Schmelzen des Systems $\text{CaO} - \text{CaF}_2 - \text{C}_5\text{A}_3$ sehr bemerkenswert; wie ausgezeichnet vor allem die Phase C_5A_3 dem Typus des Kalktonerdegranats entspricht, dessen Struktur es nach BÜSSEM und A. EITEL mit geringen Abweichungen auch besitzt. Dies prägt sich vor allem in den vorzüglichen Kristallindividuen aus, welche man aus den fluoridhaltigen Schmelzen erhält, und die in allen Einzelheiten des äußeren Typus, in den Querschnitten usw. an den Granat erinnern (Abb. 2). Demgegenüber ist das für die Konstitution des Portlandzementklinkers so wichtige Tricalciumaluminat in den Schmelzen völlig instabil; es zerfällt stets in C_5A_3 und freien Kalk, so daß alle mit Tricalciumaluminat angesetzten Gemenge, insbesondere auf dem binären Schnitt $\text{C}_3\text{A} - \text{CaF}_2$ nur die drei Kristallarten CaO , CaF_2 und C_5A_3 enthalten. Diese Tatsache wird noch besonders durch die röntgenographische Untersuchung dieser Schmelzen erhärtet; stets traten in allen untersuchten Mischverhältnissen — selbst wenn man von reinem synthetischem Tricalciumaluminat ausging — nur Linien der Komponenten CaO , CaF_2 und C_5A_3 auf. Auch statische Versuche der thermischen Exposition von C_3A mit Calciumfluorid bei 1200° und selbst bei 1150° zeigten stets einen Zerfall: die sehr kennzeichnenden Linien

¹⁾ Abkürzung für die RANKINSche Phase Pentacalciumtrialuminat; bei der nahezu gleichen Zusammensetzung der von BÜSSEM und A. EITEL gefundenen Formel kann dieses Symbol vorläufig beibehalten werden.

des C_3A (vom Perowskittypus) verschwanden, und es verblieben nur diejenigen von CaO ($NaCl$ -Typus) und C_5A_3 (Granattypus).

Es bleibt noch abzuwarten, wie das Zustandsdiagramm $CaO-CaF_2-C_5A_3$ in den Einzelheiten sich gestalten wird; vorläufig steht das bemerkenswerte Ergebnis fest, daß in noch verstärktem Maße bei den basischen Kalkaluminaten das gleiche wie bei den Kalksilikaten in Anwesenheit von Fluoridschmelzen gefunden wurde, nämlich daß die Zerfallsreaktionen instabiler Kristallarten

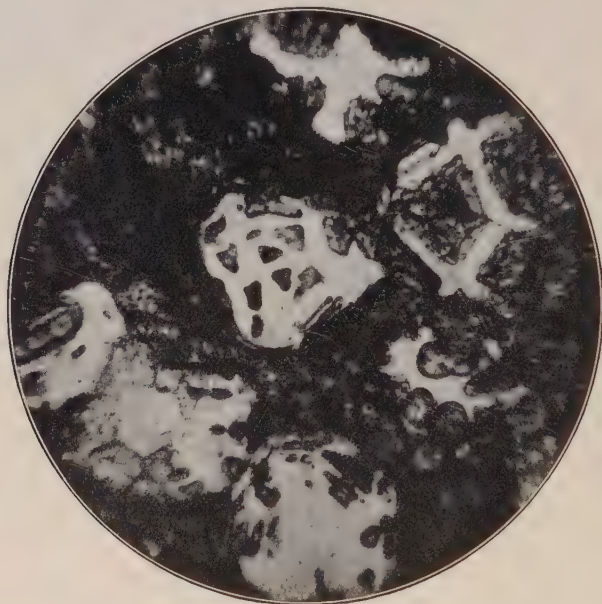


Abb. 2. Primäre Kristalle von $12CaO \cdot 7Al_2O_3$, granatähnlich skelettartig ausgebildet, in ternärer Grundmasse mit CaO und CaF_2 . Vergr. 62.

mineralisatorisch stark beschleunigt werden. Die Auswirkung dieser Erkenntnis für die Praxis der Zementfabrikation kann im Augenblick noch nicht voll erkannt werden; die Erfahrung lehrt bisher, daß die Anwesenheit geringer Mengen von Flußspat im Rohmehl eine bessere Sinterung des Klinkers und damit bessere Durchreaktion ermöglicht. Diese geringen Mengen dürften auch angesichts der sehr raschen Abkühlung des fertigen Klinkers im technischen Prozeß wohl noch nicht so energisch den Zerfall der hochbasischen Verbindungen des Kalks bewirken, wie er in den untersuchten Schmelzen offenbar eintritt.

Aussprache: KORDES.

Die Bedeutung der Elektronenmikroskopie für die mineralogische Forschung

Von

WILHELM EITEL,
Berlin

Mit 3 Abbildungen im Text

Die großen Fortschritte, die in der mineralogischen Forschung durch die Anwendung der Kristalloptik und des Polarisationsmikroskops erzielt worden sind, beruhen vor allem auf der tiefen Erfassung der kristalloptischen Vorgänge im Sinne der Undulationstheorie des Lichtes. Diese wurde in der Betrachtungsweise des Mineralogen so vorherrschend, daß man um die Jahrhundertwende gleich namenhaften Vertretern der theoretischen Physik (so H. HERTZ) sagen konnte, es sei an der ausschließlichen Auffassung des Lichtes als elektromagnetische Wellenbewegung überhaupt kein Zweifel mehr möglich.

Auf Gebieten, die dem Mineralogen jedoch zunächst fernerlagen, stellten sich Schwierigkeiten der Wellentheorie heraus, welche diese außerstand erwiesen, Erscheinungen wie z. B. die lichtelektrischen Effekte hinreichend zu erklären. Es war ein besonderer Erfolg der PLANCKschen Quantentheorie, daß neben den Gesetzen der Wärmestrahlung auch jene Wirkungen des Lichtes nunmehr zwanglos sich erklären ließen, wenn man Lichtquanten (Photonen) annahm, deren Energie $E = h \cdot \nu$ beträgt.

Nicht nur zur Deutung der lichtelektrischen Wirkungen, sondern auch ganz allgemein für die Beschreibung der Emissions- und Absorptionsvorgänge, der Fluoreszenz usw. bewährte sich die Lichtquanten-Vorstellung. Es ergab sich so das folgende eigenartige Bild einer Krise der theoretischen Anschauung vom Lichte, die letztthin auch die Anwendung der Optik durch den Mineralogen erfassen mußte: So ausgezeichnet die Erscheinungen der Kristalloptik mit den FRESNELschen Theorien der Interferenzphänomene durch die Anschauung der elektromagnetischen Lichtwellen gedeutet werden konnten, so ausschließlich blieb die Erklärung der lichtelektrischen Effekte, der Emission und Absorption usw. einer korpuskularen Auffassung von der Natur des Lichtes vorbehalten.

Die außerordentliche Bedeutung der Quantenvorstellung auch für so ausgesprochene Wellenvorgänge, wie es die Röntgenstrahlen vorstellen, zeigte alsdann die Entdeckung des COMPTON-Effektes (1), der nicht mehr anders zu verstehen war als eine Wechselbeziehung von Wellen mit korpuskularen Erscheinungen, wie sie bei elastischen Stößen bewegter Teilchen auftreten. Beim Auftreffen von Röntgenwellen auf Materieelektronen entsteht nach dieser Auffassung aus dem einfallenden Lichtquant, das vor dem Stoß die Gesamtenergie $h \cdot \nu_0$ besitzt, ein gestreutes Lichtquant mit verringerter Energie $h \cdot \nu$, also von größerer Wellenlänge der gebeugten Strahlung, während das durch den Stoß des Lichtquanten getroffene Elektron sich in einer anderen Richtung mit der Geschwindigkeit v fortbewegt. Nach dem Gesetz der Erhaltung der Energie besteht also die Gleichung

$$h \cdot \nu_0 = h \cdot \nu + \frac{m}{2} \cdot v^2 \quad (m = \text{Masse des Elektrons}).$$

In gleicher Weise läßt sich der Vorgang naturgemäß auch durch eine entsprechende Impulsgleichung vollständig beschreiben.

Der COMPTON-Versuch hatte nun in voller Deutlichkeit gezeigt, wie innig die Wellenvorstellungen und die korpuskularen Anschauungen miteinander verknüpft erscheinen müssen; die Vereinheitlichung des Gesamtbildes erfolgte alsdann durch die geniale Theorie der Wellenmechanik von DE BROGLIE und dann durch SCHRÖDINGER. Sie zeigte vor allem in den

Begriffen der „Materiewellen“ (2) gemäß der Gleichung $\lambda = \frac{h}{m \cdot v}$, daß nicht ein notwendiger Gegensatz zwischen Wellen- und Korpuskulartheorie bestehen könne, sondern beide gleichberechtigt nebeneinander gelten. Dies führte besonders bei der Betrachtung anderer Strahlungen als Licht- und Röntgenstrahlen zu völlig neuen Erkenntnissen, vor allem bei den Elektronenstrahlungen.

Es war ja schon seit langem bekannt, daß bei den β -Strahlen der radioaktiven Stoffe wie auch bei den Kathodenstrahlen Elektronen bewegt werden, die in korpuskularer Auffassung mechanisch durch kinetische Energie und Impuls in ihrer Wirkung verstanden werden können. In entsprechender Weise lehrt aber die Anwendung der DE BROGLIESchen Formel, daß ihnen auch eine bestimmte Wellenlänge zugeschrieben werden kann, für die Wellenbewegung eines elektromagnetischen Feldes, welches die fliegenden Elektronen als „Phantom“ begleitet. Eine solche Wellenbewegung wird gemäß der Undulationstheorie unbedingt auch Interferenzerscheinungen bedingen, und ebensolche konnten alsdann von KIKUCHI und NISHIKAWA (3) tatsächlich durch Beugung an Kristallgittern¹⁾, z. B. am Glimmer, unzweifelhaft gefunden werden. Die nach der DE BROGLIESchen

Gleichung berechnete Wellenlänge $\lambda = \frac{h}{m \cdot v}$ erwies sich als von der Größenordnung der Wellenlänge der Röntgenstrahlen, und im Prinzip war damit die Möglichkeit gegeben, Dimensionen von Kristallgittern auch durch Interferenz von Elektronenstrahlen zu bestimmen; gewiß ein für den Kristallographen sehr beachtenswertes Ergebnis.

Die Bedeutung der genannten Erkenntnisse liegt aber für den Mineralogen noch auf einem ganz anderen Gebiet. Sie betrifft vor allem die Möglichkeit, mit Wellen sehr hoher Frequenz, wie sie in der Elektronenstrahlung gegeben sind, in Analogie zum Lichte eine neuartige Optik aufzubauen und mit ihr Wirkungen zu erreichen, die über die Leistungsfähigkeit der normalen optischen Instrumente hinausgehen. In der Tat hat sich in den letzten Jahren in Parallele zu der Lichtoptik eine formale und praktisch-konstruktive Elektronenoptik entwickelt (4).

Bekanntlich ist die Fortbewegung der Elektronen im Vakuum der Kathodenröhre geradlinig, analog zur Fortpflanzung des Lichtes; treten die Elektronenstrahlen durch ein LENARDSches Fenster in Luft aus, so werden sie in dieser ebenso diffus zerstreut wie das Licht etwa beim Durchgang durch ein trübes Medium (Milch).

¹⁾ Fast gleichzeitig beobachtete G. P. THOMSON (1928) die Elektronenbeugung an dünnen Metallfolien, welche sich in Erscheinungen entsprechend den DEBYE-SCHERRER-Interferenzringen äußerte (s. bei FINCH (3); vgl. a. E. RUPP, *Ergebn. d. exakt. Natwiss.* 9, 1930, bes. S. 80 ff.).

In einem elektrischen Felde ist die Ablenkung der Elektronenstrahlen sehr ähnlich dem Vorgang der Lichtbrechung; so sind die Gesetze der Bewegung des Lichts durch verschieden dichte Medien (SNELLIUSches Gesetz) ganz analog zu einem „elektronenoptischen Brechungsgesetz“, bei dem der Brechungsindex n als Quotient der Bewegungsgeschwindigkeiten der Elektronen durch die Potentialflächen des Feldes gegeben ist:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{v_2}{v_1} = n = \sqrt{1 + \frac{u_0}{U}} \quad \left(\begin{array}{l} u_0 = \text{Potentialänderung von Fläche zu Fläche} \\ U = \text{Strahlspannung} \end{array} \right)$$

Die Brechung der Elektronen durch die Potentialflächen elektrischer Felder lassen sich demnach mit der Brechung des Lichtes an inhomogenen Medien von geschichteter Struktur vergleichen, wie diese etwa bei der atmosphärischen Strahlenbrechung oder im menschlichen Auge gegeben sind.

Demgegenüber ist die Ablenkung der Elektronenstrahlen im magnetischen Felde, z. B. im Feld einer stromdurchflossenen Spule wesentlich komplizierter als im elektrostatischen Felde. Die nähere Betrachtung dieses Vorgangs, ergibt die bemerkenswerte Tatsache, daß die elektrische Ladung des bewegten Elektrons in Wechselwirkung zu dem magnetischen Felde einen ausgesprochenen Richtungs-Anisotropieeffekt hervorruft, für welchen es in der Lichtoptik kein Analogon gibt.

Infolge der genannten Wirkung bewegen sich die Elektronen beim Durchgang durch das magnetische Feld auf einer um die Spulenachse gewundenen spiraligen Bahn (Verdrehung).

Im Prinzip besteht in beiden Fällen die bereits von BUSCH (5) weitgehend theoretisch betrachtete Möglichkeit, auch Elektronenstrahlen wie das Licht in Linsen zu sammeln und mit ihnen exakte Abbildungen von Gegenständen zu erzeugen. Diese Möglichkeit, welche zur Konstruktion von elektrostatischen und magnetischen „Elektronenlinsen“ geführt hat, setzt uns heute in die Lage, im Prinzip jede geometrisch-optische Aufgabe, die mit Licht durchführbar ist, auch mit Elektronenstrahlen zu vollführen. In der Tat sind die in der neuzeitlichen Elektrotechnik nicht mehr fortzudenkenden Geräte wie die BRAUNsche Röhre, das Fernsehgerät, der Kathodenstrahl-Oszillograph usw. genau besehen nichts anderes als elektronenoptische Instrumente zu speziellen Abbildungszwecken. Für den Mineralogen aber interessant ist die Möglichkeit, mit Elektronenstrahlung besonders leistungsfähige vergrößernde Instrumente, Mikroskope von höchstem Auflösungsvermögen zu konstruieren. Entsprechend der Doppelnatur der Elektronenstrahlung bieten sich dazu zwei verschiedene Wege:

Durch Zusammenstellung elektrischer Linsen zu einem Mikroskop dieser Art hatten BRÜCHE und JOHANNSON erfolgreich die Abbildung von Glühkathoden durchgeführt. In der Tat ist das elektrische Elektronenmikroskop für solche Zwecke gut geeignet, bei welchen Vorgänge direkt auf der Oberfläche von Elektronen entsendenden Metallen verfolgt werden sollen. Das Elektronenmikroskop, das hier geometrisch-optisch etwa einer Anordnung zur mikroskopischen Betrachtung von Glühlampendrähten im eigenen Licht entspricht, hat bereits in wenigen Jahren der Technik wichtige Dienste geleistet.

Der andere Weg, ein magnetisches Elektronenmikroskop zu bauen, ist zuerst von M. KNOLL und E. RUSKA (6) beschritten worden; alsdann wurde von B. VON BORRIES und E. RUSKA (7) mit besonderem Er-

folg ein Instrument von höchster Auflösung („Übermikroskop“) entwickelt. Die Konstruktion der erforderlichen hochleistungsfähigen magnetischen Linsen

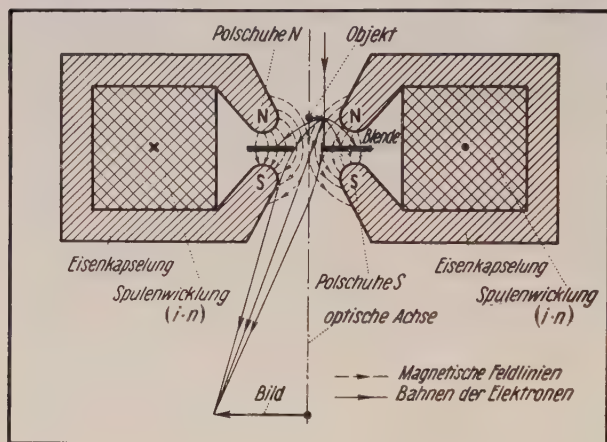
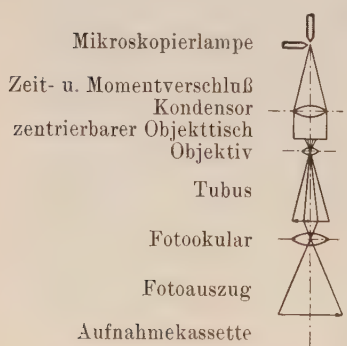


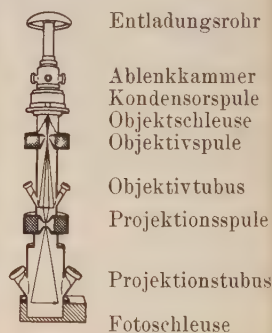
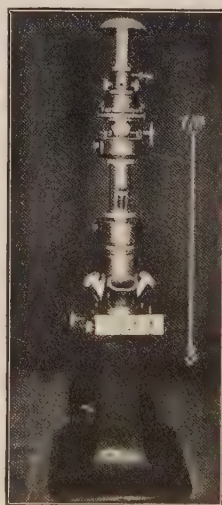
Abb. 1. Magnetische Elektronenlinse kurzer Brennweite mit vorgezeichnetem Strahlengang (nach B. VON BORRIES und E. RUSKA).

besten aus Abb. 2, in welcher schematisch die analogen Aufbauelemente erscheinen. Das neueste, bei der Firma SIEMENS & HALSKE aus-

(Spulenlinsen) erwies sich als recht kompliziert; es gelang aber RUSKA und VON BORRIES, durch besondere Anordnung der Pole und eines Eisenmantels um die Spule, sehr kurz-brennweitige Linsensysteme zu erhalten (Abb. 1), die sich analog zum Lichtmikroskop zur Zusammenstellung stark vergrößernder Instrumente verwenden lassen. Das Prinzip eines solchen Apparates ergibt sich am



Lichtmikroskop



Übermikroskop

Abb. 2. Magnetisches Elektronenmikroskop (Übermikroskop) nach RUSKA und VON BORRIES.

geführte Elektronenmikroskop (Übermikroskop) ist etwa so angeordnet wie der bekannte, bei mineralogischen Demonstrationen bewährte EDINGER-Apparat, d. h. mit Projektion des Objektbildes nach unten. Die Anordnung der Objektiv- und Projektionsspulen gleicht vollkommen derjenigen des licht-

optischen Objektivs und Okulars. Das Objekt wird mittels einer besonderen Schleuse in das Vakuum vor die Objektivspule gebracht, desgleichen die photographische Platte oder der Fluoreszenzschirm zur Beobachtung von außen in einer entsprechenden Schleusen- und Wechsellvorrichtung. Es ist nämlich nicht außer acht zu lassen, daß das ganze abbildende System sich in dem gleichen hohen Vakuum befinden muß wie die als Elektronen-„Lichtquelle“ dienende Kathodenröhre.

Die Leistungsfähigkeit eines solchen magnetischen Elektronenmikroskops ist sehr beträchtlich; während bekanntlich das Lichtmikroskop gemäß der ABBESchen Theorie eine absolute Grenze der Erkennbarkeit sich diskret abbildender Objekte bei einer Größe von äußerstenfalls $0,2 \mu$ besitzt, liegen die bisher erreichten Auflösungen im Elektronenmikroskop bei $10 m\mu$. Damit kann man Teilchen von etwa $50 m\mu$ Größe noch der Form nach getreu abbilden, während bekanntlich im Lichtmikroskop eine scharfe Begrenzung von Teilchen unter 1μ Durchmesser kaum zu erreichen ist.

Angesichts dieser vielversprechenden, auf den verschiedensten Anwendungsgebieten bereits erwiesenen Leistungsfähigkeit des magnetischen Elektronenmikroskops ist der Mineraloge naturgemäß an der Entwicklung dieses neuen mächtigen Hilfsmittels für die Forschung besonders interessiert. Wie z. B. in der Bakteriologie es mit diesem möglich geworden ist, Einzelheiten im Bau der einzelligen Lebewesen zu gewinnen, oder die bisher überhaupt unsichtbar gebliebenen virusartigen Erreger vieler rätselhafter Krankheiten nunmehr sicher nachzuweisen und zu erkennen, so ist dem Mineralogen heute die Möglichkeit geboten, kolloide Mineralbildungen der verschiedensten Art zu untersuchen. Ein besonders wichtiges Anwendungsgebiet hat ferner die Elektronenmikroskopie bei der Erforschung der Tone, in welchen die Kristalle des Kaolins, des Montmorillonits usw. von der Größenordnung $0,01 - 0,5 \mu$ einwandfrei in Gestalt und Abmessungen (in der Objektebene) erfaßt werden können. In fetten Tonen, welche nur wenige Mineralbestandteile außer Kaolin enthalten, ist die hexagonale Umgrenzung solcher feinen Kriställchen sehr deutlich zu erkennen (Abb. 3); in Magertonen interessiert vor allem die sichere Bestimmung der Quarzteilehen (abgerundete undurchsichtige Körner), oder von Rutil (dicke oder schlanke Nadelchen, vollkommen undurchsichtig) neben den Tonmineralien. Auch die synthetisch nach NOLL gewonnenen Kaoline sind im elektronenmikroskopischen Bilde als wohldefinierte kristalline Produkte zu erkennen; in anderen Fällen tritt die In-

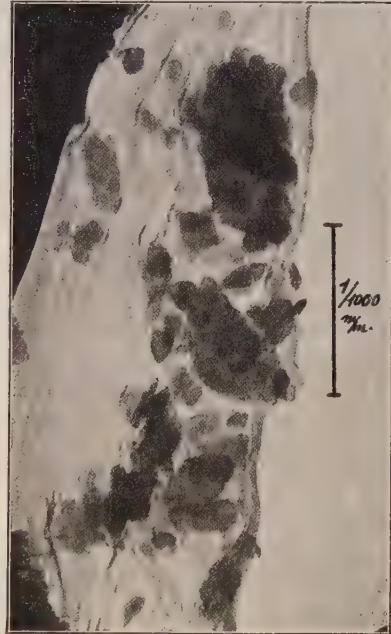


Abb. 3.

Synthetischer Kaolin (nach W. NOLL):
Fraktion $< 0,2 \mu$. Vergr. 23000 fach.

homogenität eines gegebenen Präparates durch Relikte nicht durchreagierter Stoffe deutlich dadurch in die Erscheinung, daß jene Substanzen ihrer verschiedenen Zusammensetzung entsprechend auch verschiedene mittlere Massendichte besitzen. Es ist eine für den Mineralogen vielleicht besonders bedeutsame Eigenschaft der Elektronenstrahlung, daß für die Entstehung des Bildes eines gegebenen Objekts die Massendicke (Produkt von Dichte und durchstrahlter Dicke) desselben bestimmend wirkt. Das Bild gibt also stets Aufschluß über die Massenverteilung im Objekt, was wohl künftig einmal quantitativ verwertet werden könnte.

Die geometrisch-optische Analogie des Elektronenmikroskops mit dem Lichtmikroskop setzt uns allerdings noch nicht instand, ähnliche Voraussagen etwa für eine dem Polarisationsmikroskop entsprechende Anordnung zu machen. Lichtwellen und Elektronenwellen sind gerade in dieser Beziehung noch wesentlich verschieden; die spezifischen Eigenschaften des Elektronenstrahls, die z. B. in der Erscheinung des Dralls („Spin“) gegeben sind, lassen sich heute noch nicht in ihrer vielleicht möglichen Anwendung auf kristallographische Bestimmungen beurteilen. Man darf immerhin nicht vergessen, daß man seinerzeit bei einem entsprechenden Stand der Entwicklung des Lichtmikroskops, z. B. zur Zeit eines LEUWENHOEK auch noch nicht die Anwendbarkeit von Interferenzerscheinungen im Mikroskop hat voraussagen können.

Schrifttum

1. S. dazu H. MARK, Die Naturwiss. **13**, 1925, 494—500.
2. Vgl. dazu z. B. G. JOOS, Lehrb. d. Theoret. Phys., Leipzig 1932, 576—580.
3. Vorzügliches Bildmaterial dazu bringt der Artikel von G. I. FINCH und H. WILMAN, *Ergebn. d. exakt. Naturwiss.* **16**, 1937, 353—436.
4. S. dazu E. BRÜCHE und O. SCHERZER, *Geometrische Elektronenoptik*, Berlin 1934; ferner E. BRÜCHE und W. HENNEBERG, *Ergebn. d. exakt. Naturwiss.* **15**, 1936, 365—421; ferner B. VON BORRIES und E. RUSKA, *Zs. VDI* **80**, 1936, 989—994.
5. H. BUSCH, *Arch. f. El.* **18**, 1927, H. 6, 583; *Ann. d. Phys.* **81**, 1926, 974.
6. M. KNOLL und E. RUSKA, *Ann. d. Phys.* **12**, 1932, 607; *Zs. Phys.* **78**, 1932, 318.
7. B. VON BORRIES und E. RUSKA, *Zs. f. Physik* **83**, 1933, 187, 492.
E. RUSKA, *Forsch. u. Fortschr.* **10**, 1934, 8; *Zs. Phys.* **87**, 1934, 580.
B. VON BORRIES und E. RUSKA, *Zs. VDI* **79**, 1935, 519—524; *Wiss. Veröffentl. a. d. SIEMENS-Werken* **17**, 1938, 99—106.
B. VON BORRIES, E. RUSKA und H. RUSKA, *Wiss. Veröffentl. a. d. SIEMENS-Werken* **17**, 1938, 107—111; *Klin. Wochenschr.* **17**, 1938, 921—925.
B. VON BORRIES und E. RUSKA, *VDI.-Zs.* **82**, 1938, 937—941.

Versuche über die Verwitterung des Feldspates

Von

WOLF VON ENGELHARDT,

Rostock

In den letzten Jahren haben Herr Prof. CORRENS und ich Versuche über die Verwitterung des Kalifeldspates angestellt, über deren Ergebnisse ich Ihnen hier berichten will¹⁾. Als Material verwendeten wir möglichst klare Spaltstücke eines Schweizer Adulars, der nach der Analyse zu 90 % aus

¹⁾ Die ausführliche Arbeit ist unter „CORRENS und VON ENGELHARDT in Chemie der Erde, **12**, S. 1, 1938 erschienen.

Kalifeldspat und zu 10 % aus Natronfeldspat bestand. Diese Stücke wurden in einer Kugelmühle gemahlen. Das Mahlgut wurde dann zur Herstellung von Pulvern bekannter Korngröße in Methanol geschlämmt. Wir benutzten Pulver, deren Kornradien 3–10 μ und $< 1 \mu$ betrug.

Wir haben uns nun bemüht unsere Versuche so zu leiten, daß der Feldspatzerfall im Laboratorium unter möglichst natürlichen Bedingungen verlief. Aus diesem Grunde haben wir auf die Verwendung starker Säuren verzichtet. Wir ließen auf den Feldspat Lösungen von folgendem p_H einwirken: 0, 3, 6, 7, 11. Für die Lösungen vom p_H 0 und 3 wurde Schwefelsäure verwendet, da diese Säure bei der natürlichen Verwitterung eine Rolle spielt. Die Lösung vom p_H 6 war destilliertes Wasser im Gleichgewicht mit der Kohlensäure der Atmosphäre, die vom p_H 7 Kohlensäure-freies Wasser und die vom p_H 11 eine Ammoniaklösung. Die Wasserstoffionenkonzentrationen der verwendeten Lösungen umfassen also einen Bereich, der die bei der natürlichen Verwitterung wirksamen Säuregrade enthält. Weiterhin haben wir unsere Versuche dadurch den natürlichen Bedingungen angepaßt, daß wir dem Feldspat dauernd frisches Lösungsmittel zuführten und die entstehenden Lösungen laufend entfernten. So wird ja auch bei der Feldspatverwitterung im Boden durch die laufende Zufuhr frischen Niederschlagswassers die Einstellung eines Lösungsgleichgewichtes verhindert. In einer Versuchsreihe haben wir das Feldspatpulver auf einem Ultrafilter mit den verschiedenen Lösungsmitteln behandelt, die Lösungen dauernd abgesaugt und eingedampft, den Lösungsrückstand gewogen und von Zeit zu Zeit analysiert. Für die Versuche bei p_H 7 und 11 waren dabei Vorrichtungen nötig, die den Zutritt von Kohlensäure verhinderten. Ferner wendeten wir einen Dialysierapparat an, in dem Wasser vom p_H 6 auf den in einem Cellophanbeutel befindlichen Feldspat wirkte. Alle Versuche wurden zunächst bei Zimmertemperatur ausgeführt.

Das wichtigste Ergebnis unserer Versuche ist, daß der Feldspat nicht in irgendwelche kolloide Teilchen zerfällt. Vielmehr löst er sich in Ionen oder nur sehr kleine ionenähnliche Komplexe auf, die in der Lage sind, die Ultrafilter und Cellophanmembranen zu durchdringen. Die Geschwindigkeit, mit der sich die einzelnen Ionen lösen, ist von der Wasserstoffionenkonzentration der einwirkenden Lösung abhängig, wie dies folgende Zusammenstellung für die Einwirkung von 2000 cem auf Adularpulver $< 1 \mu$ zeigt:

Abhängigkeit der Angreifbarkeit des Adulars vom p_H der einwirkenden Lösung

p_H	Gelöste Menge in % des Gehalts im unangegriffenen Adular		
	Al_2O_3	SiO_2	K_2O
3 . .	9,4	2,0	18,2
6,6 . .	0,8	1,4	9,6
11 . .	4,3	3,9	14,2

Man sieht also, daß saure und alkalische Lösungen weit stärker lösend wirken als nahezu neutrale. Weiter ergab sich, daß wenigstens im ersten Teil des Lösungsverlaufs die Feldspatkomponenten K_2O , Al_2O_3 und SiO_2 in den Lösungen nicht in dem Verhältnis zueinander auftraten, wie sie im Feldspat vorliegen. Die ersten Lösungsrückstände enthielten stets mehr Kali und meist mehr Aluminium als es dem Verhältnis $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ entspricht. Es muß also ein Unterschied in den Geschwindigkeiten bestehen.

mit denen sich die einzelnen Komponenten im dauernd erneuerten Lösungsmittel lösen. Zu Beginn der Einwirkung eines Lösungsmittels geht Kali sehr schnell in Lösung, während Aluminium und Kieselsäure langsamer folgen, so daß ein Überschuß dieser Komponenten beim behandelten Feldspat verbleibt. Aus den Analysen läßt sich die Zusammensetzung dieses alkalifreien Restes berechnen und es ergibt sich, daß sich bei jedem p_H ein Rest von einem charakteristischen $SiO_2 \cdot Al_2O_3$ -Verhältnis bildet, wie dies folgende Tabelle zeigt:

p_H	Zusammensetzung des alkalifreien Restes
0	reine SiO_2
3	$Al_2O_3 \cdot 11-13SiO_2$
6—7	$Al_2O_3 \cdot 5,6-6,0SiO_2$
11	$Al_2O_3 \cdot 6,3-7,4SiO_2$

Die Zusammensetzung des alkalifreien Restes erreicht also im untersuchten p_H -Bereich nirgends die Zusammensetzung der Tonminerale der Kaolinitgruppe oder der Montmorillonitgruppe. Weiter ergibt die Berechnung der Analysen, daß die Menge dieses alkalifreien Restes im Lösungsverlauf nur anfänglich zunimmt und dann im wesentlichen konstant bleibt, obwohl die Auflösung weiter fortschreitet. Der Feldspat wird also keinesfalls auf diese Weise in eine Pseudomorphose überführt. Die einfachste Annahme ist nun die, daß dieser sich langsam lösende alkalifreie Rest die Feldspatteilchen in einer Hülle umgibt, durch die die leichter löslichen Ionen hindurchdiffundieren müssen, um in die Lösung zu gelangen. Ein Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme ist die zeitliche Änderung der Lösungsgeschwindigkeit des Feldspates. Bei allen Versuchen fanden wir, daß die Lösungsgeschwindigkeit im Laufe der Zeit von anfänglich großen Werten bis auf einen konstanten Endwert abnimmt. Dies kann man durch die allmähliche Ausbildung einer Hüllschicht erklären, die das Hinaustreten der leicht löslichen Ionen in die Lösung verhindert. Allmählich stellt sich ein Gleichgewicht zwischen der Diffusion der Ionen durch die Hüllschicht und der Auflösung der Hüllschicht selbst ein, demzufolge die Teilchen im weiteren Lösungsverlauf von einer Hüllschicht stets gleichbleibender Dicke umgeben sind. In einem besonderen Versuch haben wir den Feldspat während der Einwirkung des Lösungsmittels in einer Kugelmühle gemahlen. In diesem Fall ergab sich eine von Anfang an konstante Lösungsgeschwindigkeit, da die hemmend wirkende Hüllschicht dauernd im Entstehen zerstört wurde. Unter der Annahme, daß der Ausbau der leichtlöslichen Ionen das Volumen der als „Restgitter“ verbleibenden Hüllschicht nicht wesentlich verändert, läßt sich auch die ungefähre Dicke der Hüllschicht berechnen. Man erhält so für die einzelnen Versuche Dicken von etwa 0,03 bis 0,1 μ . Betrachtet man die Änderung der Hüllschichtdicke in einem einzelnen Versuch, so ergibt sich, daß sie sich auf einen konstanten Wert einzustellen scheint. Auch der Diffusionskoeffizient für die Diffusion der Ionen durch die Hüllschicht läßt sich berechnen. Man erhält für K-Ionen Werte von der Größenordnung $10^{-14} \text{ cm}^2 \text{ Tag}^{-1}$, wie man sie für die Diffusion von Ionen in festen Stoffen bei niedriger Temperatur erwarten muß.

Versuche bei 40° beim p_H 6—7 ergaben, daß der Lösungsverlauf in neutraler Lösung nur schneller nicht aber irgendwie andersartig verläuft als bei Zimmertemperatur. Dies ist wichtig für das Problem der tropischen Verwitterung.

Für die Verwitterung des Feldspates in der Natur scheint mir folgendes aus unseren Versuchen zu folgern: Die Feldspatverwitterung führt nicht zu alkalifreien Rest-Pseudomorphosen, wie dies bei der Einwirkung von Säuren auf den Glimmer wegen seiner andersartigen Struktur möglich ist. Der Feldspat löst sich bei der Verwitterung völlig auf und erst aus den dabei entstehenden ionaren Lösungen können Neubildungen wie die Tonminerale entstehen.

Aussprache: EITEL, CORRENS, FABER.

Lumineszenz und Minerogenese

Von

HERBERT HABERLANDT,
Wien

Die scheinbaren Widersprüche in den bisherigen Arbeiten über das Vortragsthema sind zum Teil darauf zurückzuführen, daß der Begriff „Minerogenese“ nicht einheitlich gehandhabt wird, vielleicht auch nicht eindeutig gehandhabt werden kann, da diese Bezeichnung einmal mehr im physikalischen Sinne in bezug auf Druck- und Temperaturverhältnisse, einmal im chemischen Sinne in bezug auf die Bedeutung der beigemengten geochemischen Leitelemente und schließlich auch rein zeitlich in bezug auf die Successionsfolge angewendet wird. Es liegt nun im Wesen der Lumineszenz begründet, daß der Zusammenhang zwischen den Lumineszenzspektren und der Mineral- und Gesteinsvergesellschaftung ein viel engerer ist als der zwischen den Leuchterscheinungen und der Altersfolge, da getarnte oder abgefangene Beimengungen in kleinster Konzentration, wie seltene Erden, Mangan, Uran u. a. als Aktivatoren der Lumineszenz dienen; diese also auf Grund geochemischer Gesetzmäßigkeiten in Erscheinung tritt. Diese Zusammenhänge werden bei zwei Mineralien: Fluorit und Apatit, näher erläutert, die auch spektrographisch im Abreißbogen in bezug auf den Gehalt an Lumineszenzerregenden Beimengungen in verschiedenen Vorkommen untersucht worden sind, und bei denen die Art dieser Verunreinigungen in einer Reihe von Arbeiten gemeinsam mit A. KÖHLER (beim Apatit) und mit K. PRZIBRAM und B. KARLIK (beim Fluorit) aufgezeigt wurde.

Beim Fluorit findet sich eine grüne Tieftemperaturfluoreszenz, die durch eine Beimengung von Ytterbium bedingt ist, vorzugsweise bei pegmatitischen Vorkommen oder solchen, die im Kontakt mit einem sauren Eruptivgestein oder Orthogneis stehen. Als Beispiele können genannt werden: Epprechtstein, Striegau, Cornwall, Gastein (grüne Oktaeder), Rotgülden (farblose Würfel), Göschenen—St. Gotthard (rosa Oktaeder). Bei einigen genetisch noch ungeklärten Fluoritfundorten, wie Weißbeck im Muhrwinkel, Wald im Krimmler Achenal, Rabenstein im Sarntal und Säntis in der Schweiz ist die grüne Tieftemperaturfluoreszenz vielleicht ein Hinweis auf die Mitwirkung von Lösungen aus einem sauren Eruptivgestein bei ihrer Bildung. Bei hellblau fluoreszierenden Fluoriten, die in Verbindung mit intermediären Eruptiv-

gesteinen, wie z. B. doleritischen Lagergängen bei einigen englischen Vorkommen (Weardale, Alson More) stehen, tritt ein lila Farbumschlag in Erscheinung, der mit einem größeren Gehalt von Europium Hand in Hand geht. Dieses Verhalten zeigen auch hydrothermale Fluorite in Erzlagerstätten fern von einem sauren Eruptivgestein, während die meisten Vorkommen in Kalken eine bei Tieftemperatur unveränderte schwache Fluoreszenz im ultravioletten Licht aufweisen. Im Fluoreszenzspektrum pegmatitischer Fluorite treten manchmal deutliche linienartige Banden, die den dreiwertigen seltenen Erden, Samarium, Europium, Dysprosium und Terbium angehören, in Erscheinung. Besonders schön ist das Linienspektrum bei einem neuentdeckten zonarggebauten, würfeligen Yttrifluorit aus dem Pegmatit der Spitzkopje, S.W.-Afrika zu beobachten, der in seiner braunen Kernschicht einen beträchtlichen, spektographisch bestimmten Gehalt an Yttrium (über 10 %) und Ytterbium (über 0,1 %) aufweist. Eine Beziehung der Fluoreszenz zur Kristalltracht des Fluorits ist im allgemeinen nicht feststellbar.

Auch zwischen den Thermolumineszenzspektren und der Minerogenese ist kein eindeutiger Zusammenhang zu finden, welches Ergebnis in schönster Übereinstimmung mit den Untersuchungen von H. STEINMETZ steht. Dagegen zeigt sich beim Apatit eine Abhängigkeit der Fluoreszenz vom Trachtypus, der wieder mit bestimmten geochemisch bedingten Bildungsbedingungen verknüpft ist. So zeigen die prismatischen und die tafeligen Kristalle charakteristische Fluoreszenzunterschiede, die sich sogar beim Trachtwechsel innerhalb bestimmter Lagerstätten (Epprechtstein) bemerkbar machen.

Aussprache: SEIFERT, STEINMETZ, ROSE.

Erzmikroskopische und geochemische Untersuchungen zur Bildungs- weise der Kieserzlagerstätte Öblarn (Steiermark)

Von

FR. HEGEMANN

Südöstlich von Öblarn an der Enns treten am oberen Ende des Walchengrabens zwei Kieserzlager auf. Sie sind von K. A. REDLICH näher beschrieben worden (1).

Der Erzbestand setzt sich vorwiegend aus Pyrit zusammen. Untergeordnet, manchmal aber etwas angereichert, findet sich Magnetkies vor. Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz treten nur in geringen Mengen auf. Noch seltener ist Arsenkies und Gudmundit.

Schon im Erzhandstück lassen sich zwei Generationen feststellen. Die ältere setzt sich aus den eben genannten Erzen zusammen. Die jüngeren Erze, mengenmäßig von untergeordneter Bedeutung, durchsetzen in kleinen Schnüren und feinen Gängchen diskordant die älteren Erze. Diese aus Lösungen in den primären Erzkörper zugeführten Erze bestehen aus Kupferkies, Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Arsenkies, Gudmundit, Antimonsulfosalzen und Vallerit.

Die Erzkörper sind linsenförmig und liegen vorwiegend konkordant im sog. Ennstaler Quarzphyllit, der nach neueren Untersuchungen von H. WIESEN-EDER (3) als ein aus Granatglimmerschiefer entstandener Diaphthorit angesehen wird.

Die Mächtigkeit der Erzkörper ist starken Schwankungen unterworfen, nach K. A. REDLICH von 19—114 cm. Ausnahmsweise werden auch größere Mächtigkeiten (2—3 m) erreicht.

Erzmikroskopisch fällt sofort eine sehr starke Katakklase am Pyrit auf. Der Magnetkies ist häufig fein zerrieben und weist an anderen Stellen ein Rekristallisationsgefüge auf. Eine ausführliche Beschreibung der Erzstrukturen ist einer späteren Arbeit über die Öblarner Erzlagerstätte vorbehalten.

Entmischungserscheinungen sind nicht vorhanden. Ebenso fehlen „Gelstrukturen“. Da man an den Öblarner Erzen weder durch den allgemeinen geologischen Befund noch erzmikroskopisch entscheidende Unterlagen für die Deutung ihrer Bildungsweise erhält, so wurde der Versuch unternommen, die genetischen Verhältnisse durch geochemische Untersuchungen zu klären.

Im allgemeinen kommen an Bildungsweisen für die meisten der konkordant in Sedimenten und Paragneisen eingelagerten Kieserzlagerstätten nur zwei Möglichkeiten in Frage: die syngenetische Bildung aus gemischten Sulfidgelen oder die Entstehung durch hydrothermale Verdrängung. Zwischen diesen beiden möglichen Bildungsweisen liegen solch große Unterschiede, daß diese sehr wahrscheinlich im Stoffbestand des Haupterzes zum Ausdruck kommen. Es wurde zuerst versucht, aus dem Verhältnis der Edelmetalle in Pyriten verschiedener Bildungsweisen Rückschlüsse auf die Bildungsweise zu ziehen.

Das Mengenverhältnis der sechs Platinmetalle zu Gold und Silber schien zu diesen geochemischen Untersuchungen sehr geeignet zu sein, da sich voraussichtlich die einzelnen Edelmetalle in Pyriten aus dem magmatischen Bildungsbereich in einem anderen Mengenverhältnis anreichern würden als in einem sedimentären Pyrit.

Nach einer Arbeit von C. PETERS (7) war die Möglichkeit gegeben, in einem einzigen Analysengang alle Edelmetalle bei einer Einwaage von $\frac{1}{2}$ g spektrographisch zu bestimmen. Aber bei der Anwendung dieser Methode zur geochemischen Auswertung stellten sich eine Reihe von Unsicherheiten und Fehlerquellen ein. Ferner wurde bald bemerkt (10), daß das Gold allzu ungleichmäßig im Pyrit verteilt ist, so daß eine kleine Einwaage von $\frac{1}{2}$ —5 g (8) bei weitem nicht ausreicht. Man ist daher zu viel größeren Einwaagen gezwungen, mindestens 100 g (10). Damit treten aber neue Schwierigkeiten auf. Denn bei großen Einwaagen ist es oft praktisch schlecht möglich, größere Pyritmengen aus dichten Kieserzlagern frei von Bleiglanz und Zinkblende zu erhalten, die den Wert von Silber so stark beeinflussen, daß das Verhältnis der Edelmetalle allzu unsicher wird. Es wurde daher dieser Weg zunächst aufgegeben und nur eine spektrographische Goldbestimmung im Pyrit geochemisch weiter ausgebaut (10).

Im allgemeinen führen hochhydrothermale Pyrite einen größeren Goldgehalt als solche, die im niedrig temperierten Bildungsbereich entstanden sind. In gewissen Grenzen kann daher der Goldgehalt der Pyrite zur genetischen Deutung verwertet werden. Im Verlauf der Golduntersuchungen ergab sich, daß im Pyrit aus Kieserzlagerstätten meistens nur ein geringer

Goldgehalt, der um 0,1 g/t schwankt, enthalten ist. Solche Pyrite sind daher wahrscheinlich nur bei niedriger Temperatur entstanden. Doch bleibt noch die Frage offen, ob dann die Pyrite aus dem sedimentären Gelzustand oder aus sehr schwach temperierten hydrothermalen Lösungen sich gebildet haben. Demnach gibt der Goldgehalt im Pyrit keine genaue Entscheidung über die Entstehungsweise dieses Minerals. Deshalb wurde nach anderen geochemischen Leitelementen (9) gesucht, wobei der Gedanke an Kobalt, Nickel und Mangan im Pyrit wegen der nahen Beziehung zum Eisen nahe lag.

Es wurden fünfzig Pyrite verschiedener Bildungsweisen auf Co, Ni und Mn untersucht. Die Analysen sollen in einer ausführlichen Arbeit später mitgeteilt werden. Je nach dem Gehalt von Co, Ni und Mn in den analysierten Pyriten lassen sich vier verschiedene Gruppen aufstellen, denen eine gewisse genetische Bedeutung zukommt:

I. Gruppe: MnO-Gehalt von 0,1 % an aufwärts.

Zu ihr gehören die Pyrite aus folgenden Kieserzlagern: Rammelsberg, Meggen, Stordö, Kupferberg Ob.-Fr., Öblarn, Rettenbach im Pinzgau, Agordo.

II. Gruppe: Hoher Co_3O_4 -Gehalt (von 0,1—3 %) bei niedrigen Ni- und Mn-Gehalten.

Hierher gehören Pyrite folgender Kieserzlager: Pfaffenreuth, Lam, Bodenmais, Rio Tinto, Röros. Außerdem Pyrite von Groß Arl, Elba und aus den hydrothermalen Gängen von Fichtelberg und aus einigen Eisenspatgängen des Siegerlandes.

III. Gruppe: Mit hohen Ni- und hohen Co-Gehalten und mit geringem Mn-Gehalt.

Hierher gehören Pyrite aus pegmatitischen und hydrothermalen Bildungsstadien, ferner die Bravoite.

IV. Gruppe: Mit geringen Co-, Ni- und Mn-Gehalten (hundertstel Prozente und weniger).

Bildungsweise dieser Pyrite verschieden, sowohl konkretionäre Pyrite, schwach hydrothermale Pyrite, syngenetische Einlagerungen in Sedimenten, Melnikovitpyrite wie auch Neubildungen auf Erzlagerstätten.

Aus den fünfzig mitgeteilten Analysen ergibt sich, daß Mangan, wenn überhaupt vorhanden, nur dann in sehr geringen Mengen vorliegt (in hundertstel Prozenten), wenn die Pyrite aus hydrothermalen oder vadosen Lösungen sich ausgeschieden haben. Auch Pyrite aus Pegmatiten weisen nur einen geringen Mn-Gehalt auf. Selbst dann, wenn der Pyrit in Manganspat eingeschlossen ist, enthält er an MnO nur 0,02 % (Pyrit von Nagyag). Ebenso verhalten sich Pyrite aus Mn-reichen Eisenspatgängen des Siegerlandes und eine Reihe von Melnikovitpyriten. Man möchte daher annehmen, daß Mn-reichere Pyrite (0,1—1 % und mehr MnO) nur aus dem sedimentierten Gelzustand herkommen.

Es liegt nun vom geochemischen Standpunkt nahe, die Pyrite der I. Gruppe als genetisch verwandt anzusehen. Von mehreren der hierher gehörenden Kieserzlagerstätten wird eine syngenetische Bildung angenommen: Rammelsberg (2), Meggen/Kupferberg Ober-Franken (5), Stordö (Leksdal-typus) (4). Auf Grund der geochemischen Verhältnisse ist es wahrscheinlich, daß auch alle anderen Kieserzlagerstätten, deren primäre Pyrite zu der I. Gruppe

gehören, als sedimentäre Bildungen aus Sulfidgelen anzusehen. Umgekehrt braucht aber nicht jedes sedimentäre Kieserzlager Mn-reichere Pyrite aufzuweisen. Auf die geochemischen und genetischen Verhältnisse der drei anderen Analysen-Gruppen soll in einer späteren Arbeit näher eingegangen werden.

Von der Kieserzlagerstätte Öblarn wurden mehrere Pyrite untersucht:

Co_3O_4	0,03—0,05 %
NiO	0,003—0,005 %
MnO	0,1 %

Der primäre Pyrit der Öblarner Lagerstätte gehört also zur I. Analysengruppe. Nach dem geochemischen Befund ist also diese Kieserzlagerstätte aus sedimentären gemischten Sulfidgelen hervorgegangen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, mit deren Unterstützung diese Untersuchungen ausgeführt worden sind, bin ich sehr zu Dank verpflichtet. Die geochemischen Untersuchungen auf Leitelemente für die Pyritentstehung werden vom Verfasser fortgesetzt.

Schrifttum

1. K. A. REDLICH, Die Walchen bei Öblarn. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrbuch der k. k. Bergakademien zu Leoben usw. **11**, 1903, H. 1.
2. P. RAMDOHR, Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. **57**, Abt. A, 1013—1068, Stuttgart 1928.
3. H. WIESENEDER, Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern (Steiermark). Mineralog. und petrograph. Mitteilungen. Leipzig 1938.
4. C. W. CARSTENS, Zur Genesis der norwegischen Schwefelkiesvorkommen. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. **88**, 1936, H. 4, 257.
5. FR. HEGEMANN und R. IBACH, Über die Kieserzlagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. Metallwirtschaft **15**, 1936, 463.
6. F. BEHREND, Die „Intrusive Kiesgruppe“ und ihre wahre genetische Stellung. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1935, 122.
7. CL. PETERS, Mikrodokimastische Anreicherung und spektralanalytische Bestimmung der Edelmetalle. Metallwirtschaft 1933, 17.
8. V. M. GOLDSCHMIDT und CL. PETERS, Zur Geochemie der Edelmetalle. Nachr. v. d. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen, Fachgruppe III, Nr. 24 (1932).
9. V. M. GOLDSCHMIDT, Geochemische Leitelemente. Naturwissenschaften, H. 51, 947/48, 1932, Jahrg. 20.
10. FR. HEGEMANN und FR. ROST, Über die quantitative spektrographische Bestimmung des Goldes im Pyrit. Zeitschr. f. angewandte Mineralogie **1**, H. 2, 97—102.

Aussprache: RAMDOHR, DRESCHER.

Mineralogische Untersuchungen zur Silikosefrage

Von

J. H. HELLMERS,

Berlin

Es darf wohl als bekannt vorausgesetzt werden, daß die Silikose eine Krankheit der Atmungsorgane ist, die durch dauerndes Einatmen feinsten Mineralteilchen entsteht. Im Anschluß an die 1. Verordnung über die Ausdehnung der Unfallversicherung auf die Berufskrankheiten entstanden zahlreiche Streitfragen, besonders auch, als der Unfallschutz durch die 2. und 3. Verordnung 1929 und 1936 wesentlich erweitert wurde. Soweit diese Streitfragen geologischer oder mineralogischer Art waren, wurden sie an der Pr. Geologischen Landesanstalt von dem Bezirksgeologen Dr. UDLUFT und von mir bearbeitet. 1937 wurde dann im Reichs- und Preußischen Wirtschaftsministerium eine Arbeitsgemeinschaft zur Bekämpfung der Staublungenkrankheit im Bergbau gebildet, zu deren Mitgliedern wir ernannt wurden. Ebenfalls beschäftigt sich das Reichsarbeitsministerium mit der Erforschung und Bekämpfung der Silikose, mit dem wir auch zusammenarbeiten.

Die Mitarbeit der Geologen und Mineralogen erstreckt sich nun 1. darauf, festzustellen, welche Steinbruchs- und Bergwerksbetriebe für ihre Belegschaften wegen der Art und Zusammensetzung der zur Bearbeitung kommenden Gesteine besonders gefährlich sind, und 2. darauf, die Zusammensetzung des bei der Arbeit entstehenden und des eingeatmeten Staubes zu untersuchen. Nach den bisherigen Erfahrungen sind von den Erstarrungsgesteinen besonders Granit und Quarzporphyr als gefährlich anzusehen, während aus Betrieben, die in intermediären und besonders basischen Erstarrungsgesteinen arbeiten, Erkrankungen bisher kaum bekannt sind. Unter den Sedimentgesteinen kommen als silikoseverursachend besonders die Sandsteine (Quarzkonglomerate, Quarzite, Quarzitsandsteine, Grauwacken, Sandschiefer und Sandsteine im engeren Sinne), die Kieselgesteine (Kieselschiefer und Hornsteine) und von den Tonsteinen die keinen oder sehr wenig Kalkspat enthaltenden Dachschiefer, Tonschiefer und Schiefertone in Betracht. Es sind also durchweg Gesteine, die viel Quarz oder seine wasserhaltigen Modifikationen und wenig Kalk enthalten.

Eine zweite Frage, die den Mineralogen angeht, ist die Bestimmung des Mineralbestandes und des bei der Bearbeitung der Gesteine entstehenden Staubes. Er entspricht natürlich zunächst ungefähr der Mineralzusammensetzung des bearbeiteten Gesteines. Die Frage ist nur, ob der eingeatmete und in der Lunge aufgespeicherte Staub auch dort unverändert bleibt, oder ob ein Teil oder alle Mineralien schließlich zersetzt werden. Zur Aufarbeitung der Lungen und zur Entfernung der großen Mengen organischer

Substanz wurden daher eine Anzahl Methoden ausgearbeitet. Die einfachste, aber auch primitivste Methode ist die der Verbrennung der Lungen, bei der aber natürlich auch eine große Zahl der Mineralien eine Umsetzung erleidet. Besser ist schon die Methode von JONES, bei der die organische Substanz durch Salpetersäure zersetzt wird. Noch schonender zersetzten Sundius und Bygden die organische Substanz mit Wasserstoffsuperoxyd; nach dieser Methode wird der Mineralrückstand wohl ziemlich unverändert gewonnen. Wir wollten nun jede Veränderung des Mineralbestandes ausschließen und ließen zunächst einen Lungenrest einfach verfaulen. Auf diese Weise erhielten wir allerdings schließlich den Mineralrückstand; die Methode nahm aber viel zu viel Zeit in Anspruch. Auf Vorschlag von Herrn HETTICHE, München, machten wir dann den Versuch, die Lunge analog der Verdauung zu zersetzen und zwar zunächst mit Pepsin in saurer und dann den Rückstand mit Pankreatin in alkalischer Lösung. Diese Methode führte uns recht gut zum Ziel.

Bei diesen unseren Untersuchungen fanden wir, daß die Lungen, die wir untersucht hatten, sehr wenig Quarz, dagegen aber große Mengen kolloidaler Kieselsäure neben den übrigen unzersetzten Mineralen der bearbeiteten Gesteine enthielten. Da aber die bearbeiteten Gesteine in diesen Fällen große Mengen Quarz enthielten, müssen in der Lunge Umsetzungen vor sich gegangen sein, die zum Verschwinden des Quarzes führten. Für diese Lösungsvorgänge sprechen auch gelegentlich beobachtete Ätzerscheinungen an sauren Feldspäten. Auf die aus diesem Befund zu ziehenden Schlüsse soll hier nicht näher eingegangen werden, da sie schon stark ins medizinische Gebiet fallen. Ich hoffe aber, in meinem Vortrage gezeigt zu haben, daß die Mineralogie bei der Aufklärung des Wesens der Silikose und vielleicht auch bei ihrer Verhütung von großem Nutzen sein kann.

Aussprache: RAMDOHR, DRESCHER, KORDES, STEINMETZ.

Über die Struktur des Olivenites

Von

HAYMO HERITSCH,

Graz

Die zwischen Andalusit $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$ und den entsprechenden Phosphaten und Arsenaten: Adamin $\text{Zn}_2(\text{OH})[\text{SiO}_4]$, Libethenit $\text{Cu}_2(\text{OH})[\text{PO}_4]$ und Olivenit $\text{Cu}_2(\text{OH})[\text{AsO}_4]$ bestehenden Strukturanalogien (H. STRUNZ, Z. Kristallogr. **94** (1936) 60, P. KOKKOROS, Z. Kristallogr. **96** (1937) 417) wurden weiter untersucht durch eine Strukturbestimmung an Olivenit.

Die Kanten des Elementarkörpers ergaben sich in der bislang üblichen Aufstellung mit $a = 8,20 \text{ \AA}$, $b = 8,62 \text{ \AA}$, $c = 5,94 \text{ \AA}$ aus Schichtlinienaufnahmen und aus mit Steinsalz geeichten Pulveraufnahmen. Auffallend war besonders im Verlauf der Strukturanalyse das Auftreten eines „verbotenen“ Reflexes. In Analogie zu Andalusit (bzw. Adamin) mußte die Raumgruppe D_{2h}^{12} für Olivenit angenommen werden (MARK und ROSBAUD, N. Jb. **54 A** (1926), 127, TAYLOR, Z. Kristallogr. **71** (1929), 205). Ein auftretender Reflex (012), der an allen Drehaufnahmen von verschiedenen Kristallen mit Cu-Strahlung gefunden wurde, widerspricht dem in D_{2h}^{12} geltenden Raumgruppenkriterium: (OkI) bzw. (hOl) nur mit gerader Indexsumme. Es konnte gezeigt werden, daß dieser störende Reflex als Umweganregung (M. RENNINGER, Z. f. Phys. **106** (1937), 141; E. BRANDENBERGER, Z. Kristallogr. **97** (1937), 476) gedeutet werden kann. Als Netzebenen, die diese Umweganregung hervorrufen, können die beiden Paare angeführt werden: $(\bar{1}\bar{1}0)$ und (122) bzw. (120) und $(\bar{1}\bar{1}2)$. Diese erfüllen die gittergeometrischen und auch die metrischen Bedingungen. Diese letztgenannten sind nach BRANDENBERGER (l. c.) durch die Formel gegeben: $\angle (h_1 * k_1 * l_1^*) / (h_2 * k_2 * l_2^*) \leq (90^\circ - \vartheta_{h_1 k_1 l_1}) + (90^\circ - \vartheta_{h_2 k_2 l_2})$ in dem speziellen Fall ist das für $(\bar{1}\bar{1}0)$ und (122) : $125^\circ 17' < 153^\circ 25'$ und für (120) und $(\bar{1}\bar{1}2)$: $114^\circ 25' < 151^\circ 33'$. Die Auflösung der Struktur erfolgte unter der Annahme der alten Aufstellung: a als kürzere der beiden horizontalen Achsen, b als längere, wie es auch bei Adamin und Andalusit der Fall ist, und unter der Annahme, daß die Parameter wenigstens ungefähr so sind wie bei Adamin. Der Versuch auf diese Weise — auch unter Variation der Parameter um einen Bereich von 20° — die Struktur des Olivenites aufzulösen mißlang. Schon bei einer beschränkten Zahl von Reflexen ergaben sich völlige Ungereimtheiten zwischen beobachteten und berechneten Intensitäten. Es fiel aber auf, daß hinsichtlich der beiden horizontalen Achsen sich immer verkehrte Intensitäten errechneten, z. B. der errechnete Wert der Intensität für (040) war dem beobachteten von (400) entsprechend und umgekehrt der berechnete Wert für (400) entsprach dem beobachteten von (040). Um also die beobachteten Intensitäten zu errechnen muß man $2\pi x$

mit k und $2\pi y$ mit h multiplizieren, d. h. also weiterhin die der beobachteten Intensität entsprechende Struktur wird gewonnen, indem man die X -Parameter des Adamines auf die Y -Richtung aufträgt und umgekehrt. Es läßt sich nun zeigen, daß diese Struktur dann analog ist der ursprünglichen, nur daß die X - und Y -Richtung gegen früher vertauscht ist. Um Struktur analogie des Olivenites mit Andalusit und Adamin herzustellen ist daher die ursprüngliche Aufstellung zu verlassen und Vertauschung von X und Y vorzunehmen. Die genaue Festlegung der Parameter erfolgte durch eine große Zahl von Parameterkombinationen. Die am besten passenden Parameter sind folgende (in der Darstellung der Elementarzelle nach TAYLOR l. c.)

	$2\pi x$	$2\pi y$	$2\pi z$
OH	35°	-43°	0°
O _B	38°	-53°	180°
O _C	41°	135°	0°
O _D	85°	50°	90°
As	88°	95°	0°
Cu _I	0°	0°	90°
Cu _{II}	-44°	130°	0°

Die Struktur ist also vollkommen analog der von Adamin und Andalusit.

In der neuen Aufstellung lassen sich nun zwei physikalische Eigenschaften besser mit Adamin vergleichen als früher in der alten Aufstellung, so ist jetzt an Adamin und an Olivenit eine Spaltung nach (101) und auch die optische Orientierung ist jetzt gleich: A.E. in (001), $n_y = b$. Nach der neuen Aufstellung ist natürlich das Achsenverhältnis zu ändern; es ist nunmehr $a : b : c = 1,05 : 1 : 0,724$; $a = 8,62 \text{ \AA}$, $b = 8,20 \text{ \AA}$, $c = 5,94 \text{ \AA}$. Auch die Indizes der Flächen sind durch Vertauschung von h und k zu verändern.

Sehr auffallend ist das Größerwerden des a -Abschnittes gegenüber dem b . Es ist diese Erscheinung wohl auf den Eintritt des Kupfers in das Gitter zurückzuführen. Voruntersuchungen an Libethenit zeigten dort die gleiche Wirkung.

Ausführlicheres Zahlenmaterial findet sich in meiner Arbeit Z. Kristallogr. **99** (1938).

Aussprache: MACHATSCHKI, NEUHAUS, HABERLANDT.

Sammelbericht über einige neuere schöne Mineralvorkommen aus den Ostalpen (mit Ausstellung)

Von

A. HIMMELBAUER,

Wien

Die reichen Mineralvorkommen der Ostalpen, die in den letzten Dezennien des vorigen Jahrhunderts hauptsächlich durch einheimische Sammler erschlossen worden waren, sind wissenschaftlich vor allem durch die Studien E. WEINSCHENKS bekannt geworden. Betrachtet man Aufsammlungen aus dieser Zeit, etwa die im Münchener oder Wiener Museum, so erhält man den Eindruck eines Rückganges der Funde in unseren Tagen. Immerhin wurden in den letzten 25 Jahren aus den Ostalpen einige Vorkommen entdeckt, die paragenetisch und durch die Schönheit der Kristallbildungen so bemerkenswert sind, daß ihre übersichtliche Zusammenstellung gerechtfertigt erscheinen mag.

Im Osten beginnend sollen zunächst die von F. ANGEL (1) beschriebenen Funde aus den Pegmatiten der Umgebung von Radegund bei Graz angeführt werden. Hier wäre neben Beryll und Spessartit namentlich der Spodumen hervorzuheben, dessen blaßgrüne, stengelige Kristalle (etwas nach (100) abgeplattet) bis 10 cm Länge erreichen. In der Koralpe wurden nicht nur alte Vorkommen wieder neu aufgeschlossen (Rutil von Modriach), sondern auch neue Beobachtungen gemacht, wie etwa die der großen Paramorphosen von Disthen nach Andalusit (F. CZERMAK) (5). Unter den ostalpinen Magnesitlagerstätten, auf deren Mineralreichtum seinerzeit F. CORNU (4) hingewiesen hatte, tritt jetzt nicht so sehr die Veitsch als vielmehr das Vorkommen aus der Sunk (bei Trieben) durch seine Dolomite und Apatite hervor. Die Dolomitdoppelspate — ganz denen aus der Veitsch entsprechend — kommen in jüngeren Gängen im Magnesit vor. Die ersten Angaben über die Minerale der Sunk stammen von O. GROSSPIETSCH (7). Die größte Stufe des min. petr. Institutes der Wiener Universität besteht aus einem einzigen (abgebrochenen) Wiederholungszwilling von 18 cm Länge und 8 cm Dicke. An ein zentrales Grundrhomboeder mit 7 cm Kantenlänge schließen sich einander gegenüberliegend etwa gleich große Kristalle in Zwillingsstellung nach (1010) an, daran auf der einen Seite noch das Bruchstück eines weiteren Kristalles, der wieder nach demselben Gesetze verzwillingt erscheint. Die Kristalle sind ganz durchsichtig, farblos. Auf die Zwillingsbildung dürfte das Auftreten der dreieckigen Endflächen (die an einfachen Kristallen meist fehlt) zu beziehen sein. Nach einer Analyse von MEIXNER (14) ist der Dolomit sehr rein, er enthält nur eine kleine Beimischung des Eisen-Doppelsalzes.

O. GROSSPIETSCH (7) beschrieb von der Lagerstätte auch den Fluor-Apatit; der vorgelegte Kristall (Sammlung Ing. W. JOHN), lose, flachtafelig entwickelt, hat in den Richtungen der a-Achsen Durchmesser von 8, 6, 5 cm,

eine Dicke von 1,6 cm. Die Endfläche ist etwas parkettiert, (10 $\bar{1}$ 0) ist ganz glattflächig, an Pyramiden finden sich (10 $\bar{1}$ 2) und, etwas schmaler entwickelt, (10 $\bar{1}$ 1). Bemerkenswert ist die tafelige Ausbildung, welche der Tracht der alpinen Kluft-Apatite ähnelt. (Jüngerer Typus nach G. KALB (11).

Von mehreren Fundpunkten kamen in neuerer Zeit Titanite (Sphene) in den Handel. Ein schönes Vorkommen, daß der Bergführer WURNITSCH 1926 in der Ostwand des großen Lienzinger aufgefunden hatte, beschrieb ausführlich C. HLAWATSCH (9). Die Kristalle sind gelbbraun gefärbt, mit grünem Kerne, sie erreichen Längen bis 3 cm (Sammlung des Wiener Museums). Ein zweites Vorkommen von Pregratten (Sammlung des min. petr. Universitäts-Institutes Wien) zeigt lichtbraune, keilförmige, bis 3 cm lange Kristalle, die zum Teile in Kalkspat stecken. Sie sind Zwillinge nach (100), das Zwillingssindivduum ist meist kleiner entwickelt, so daß scheinbar die Tracht eines einfachen Titanitkristalles heraustritt. Die Ausbildung ähnelt dem Typus 1 der aufgewachsenen Zwillinge bei K. BAUER (2), trachtbeherrschende Flächen sind die Pyramidenflächen (111) und ($\bar{1}$ 12) fast gleichwertig, dazu im Range etwas zurücktretend (100): (001) kommt mit kleinen Flächen im einspringenden Winkel vor. Die Einfachheit der Kombination ist bemerkenswert. In der Aufstellung von K. OBENAUER und H. BEHMENBURG (15) würden die Kristalle dem reduzierten Typus 4 nahestehen, sich von ihm aber doch bezeichnend durch das Fehlen von (102) unterscheiden.

Der bereits von E. WEINSCHENK (16) beschriebene Serpentin der Totenköpfe im hinteren Stubachtale hat 1920 bei einem Bergsturze, der in das untere Riffelkees niedergering, neues, schönes Material geliefert. In weißem Bergleder, das Gänge im Serpentin, bzw. Diallagit bildet, liegen eingebettet Rhomboeder von Kalkspat, Aggregate von Olivin, stengelige Kristalle von Diopsid, Kristalle von Magnetit, Apatit; selten sind noch Knollen von Buntkupfer, teilweise randlich in ged. Kupfer umgewandelt. C. HLAWATSCH (10) beschrieb genauer den Apatit, E. DITTLER und H. HUEBER (6) veröffentlichten Analysen einzelner Minerale. Die Größendaten der bemerkenswertesten Minerale dieses Vorkommens sind:

Apatit: ein säuliger Kristall (nur Prisma und Endfläche), weingelb durchsichtig, 4 cm lang, 1 cm dick. Daneben kommen aber auch nach der Endfläche tafelig entwickelte Kristalle vor, die dann wieder noch die Pyramiden (10 $\bar{1}$ 1), glatt- und (11 $\bar{2}$ 1) raufflächig aufweisen. Nach den Analysen handelt es sich um einen nicht ganz reinen Fluor-Apatit.

Magnetit: reine Rhombendodekaeder, Einzelkristalle bis 3 cm, Aggregate bis etwa 8 cm dick.

Wohl das interessanteste neuere Vorkommen ist das eines Euklases von einem neuen Fundorte. Von diesem Minerale waren aus den Ostalpen in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts kleine (meist nur Millimeter, maximal 2 cm lange) farblose oder schwach gelb gefärbte Kristalle bekannt geworden. Nach den Untersuchungen von R. KÖCHLIN (12, 13, dazu noch GROTH (8)) kamen sie wohl alle aus dem Gebiete des Hochnarr.

Die vorliegende Euklas, ein abgebrochener Kristallstock, (Sammlung A. BERGER) stammt aus der Umgebung des Roßhuf-Umball-Gletschers¹⁾, der Fund soll aus den Jahren 1918—1920 herrühren. Die Gesteinsunter-

¹⁾ Kamm zwischen dem Prettau- und dem Umbal-Tale; letzteres mündet in das Iseltal.

lage ist nicht zu erkennen, von den Begleitmineralen ist der Rutil im Euklas eingeschlossen, wurmförmige Glimmeraggregate sind teils eingeschlossen, teils sitzen sie dem Euklas auf. Das Kristallaggregat ist 4 cm lang, der größte der hypoparallel verwachsenen Kristalle hat die Dimensionen $2,5 \times 1,1 \times 1$ cm. Die Kristalle sind farblos. Ich maß sowohl den einen Hauptkristall als auch mehrere kleine, auf dem Stocke aufsitzende Kristalle. Es treten folgende Flächen auf; T (010), M (100), ε (410), ν (210), δ (320), s (120), g ($\bar{1}02$), o (021), r (111), u (121), v (232), f ($\bar{1}31$).

Die Kristalle sind durchwegs gestreckt nach der c -Achse, mehr minder abgeplattet nach der a -Achse. (010) tritt zurück, (100) ist durch Vizinale bis etwa (410) breit gerieft, (210) und (120) sind meist deutlich entwickelt. Am Kopfe herrschen vor (021), ($\bar{1}02$), (111), (131). Mehrere Kristalle lassen die bezeichnende Spaltbarkeit nach (010) gut erkennen.

Schrifttum

1. F. ANGEL, Spodumen und Beryll aus den Pegmatiten von St. Radegund bei Graz Min.-petr. Mitt. **43** (1933), 441.
2. K. BAUER, Die Tracht der Titanitkristalle. Min.-petr. Mitt. **43** (1933), 319.
3. F. BECKE, Euklas aus den Alpen. Min.-petr. Mitt. **4** (1881), 147.
4. F. CORNU, Die Minerale der Magnesitlagerstätte des Sattlerkogels (Veitsch). Z. prakt. Geologie **16** (1903), 449.
5. F. CZERMAK, Neue Funde von Paramorphosen nach Andalusit im Gebiet der Koralyse, Steiermark und Kärnten. Cbl. Min. usw. Abt. A. 1938, 47.
6. E. DITTLER und H. HUEBER, Über den Chémismus der Mineralien von den Totenköpfen im Stubachtal. Ann. naturhist. Museum Wien **45** (1931), 185.
7. O. GROSSPIETSCH, Apatit aus dem Magnesitbruch im Sunk (Steiermark). Z. Krist. **54** (1915), 461.
8. P. GROTH, Topographische Übersicht der Minerallagerstätten. Berlin 1917.
9. C. HLAWATSCH, Ein neuer Titanitfund aus dem Hollersbachtale. Ann. naturhist. Museum Wien **42** (1928), 275.
10. —, Mineralogische Mitteilungen (3. Apatit von den Totenköpfen im oberen Stubachtal). Ann. naturhist. Museum Wien **45** (1931), 290.
11. G. KALB und LEO KOCH, Die Kristalltracht des Apatit und Beryll in mineralogenetischer Betrachtung. Cbl. Min. usw., Abt. A, 1920, 267.
12. R. KÖCHLIN, Über ein neues Euklas-Vorkommen aus den österreichischen Tauern. Ann. naturhist. Museum Wien **1** (1886), 237.
13. —, Über den österreichischen Euklas. Min.-petr. Mitt. **24** (1905), 329.
14. H. MEIXNER, Parasepiolith auf Magnesitlagerstätten vom Typus Veitsch. Min.-petr. Mitt. **43** (1932), 182.
15. K. OBENAUER und H. BEHMENBURG, Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn. 98. Die Tracht der Titanitkristalle. Cbl. Min. usw., Abt. A, 1934, 47.
16. F. WEINSCHENK, Beiträge zur Petrographie der östl. Centralalpen, spez. des Groß-Venedigers. I. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinesteine. Genetischer Zusammenhang. Abb. bayer. Akademie d. Wiss. II. Cl. **18** (1894), 651. Siehe auch: N. Jb. Min. usw. 1895 I. 221: Z. Krist. **26** (1896), 337.

Aussprache: MEIXNER.

Anmerkung während der Korrektur: Nachträglich erfuhr ich durch eine Besprechung in „Periodico di Mineralogia I, 229 (1930)“, von einer Abhandlung: Nuove ricerche sull' Euclasio — Euclasio di Valle Aurina von A. CAVINATO (Rend. R. Accad. dei Lincei, X, Ser. 6^a, 1929), welche sich vielleicht auf das gleiche oder ein ähnliches Vorkommen bezieht. Als Fundort wird angegeben: „Regione del Picco dei Tre Signori nelle Alpi Aurine“.

Optik und Chemismus bei Chloritmineralen

Von

ALFRED HÖDL,

Graz

Mit 1 Abbildung im Text

Über den Zusammenhang zwischen Optik und Chemismus der Chlorite gibt es bereits eine Reihe von Veröffentlichungen. Weitere Untersuchungen auf diesem Gebiete entsprangen dem Bedürfnis, mit Hilfe der optischen Eigenschaften eine einfache und rasche Bestimmung der Chlorite zu ermöglichen. Nachdem schon bei anderen Mineralgruppen enge Beziehungen zwischen Optik und chemischer Zusammensetzung festgestellt und ihre Gesetzmäßigkeit untersucht wurde, sind besonders von A. N. WINCHELL die Chlorite in dieser Hinsicht bearbeitet worden. Es zeigt sich auch hier eine weitgehende Abhängigkeit, die es gestattet, auf Grund von Licht- und Doppelbrechung die Chloritminerale zu unterscheiden.

Die Vorteile der optischen Bestimmung liegen auf der Hand; denn die Chloritgruppe enthält eine Reihe auch gesteinsbildender Minerale, die oft nur in geringen Mengen vorkommen, so daß die optische Bestimmung einzig allgemein anwendbar ist. In vielen Fällen wird es aber kaum möglich sein, gerade die Doppelbrechung so genau feststellen zu können, wie es für eine derartige Bestimmung nach WINCHELL erforderlich wäre. Um trotzdem eine genügend sichere optische Bestimmung durchführen zu können, ist es notwendig noch andere optische Eigenschaften heranzuziehen. Hier steht es bei den Chloriten sehr günstig. Die weitgehend verbreiteten anomalen Farben sind ein gut verwertbares Hilfsmittel. Sie lassen sich unter Mitverwendung von Eigenfarbe, Pleochroismus und Lichtbrechung des Mineralen für die Unterscheidung der Chlorite verwenden. Allgemein bekannt sind solche anomale Farben von Penninen. Daß sie auch bei anderen Chloriten auftreten, wurde meist nur nebenbei vermerkt, als Hilfsmittel zur Bestimmung von Chloriten blieben sie eigentlich unausgenützt. Es könnte allerdings die Abhängigkeit von Schliffdicke und Doppelbrechung als Einwand gegen die Brauchbarkeit dieses Weges erhoben werden. Um jedoch Fehlbestimmungen und falschen Deutungen dieser Farben hintanzuhalten, fertigt man nicht gleichmäßig dicke, sondern flach keilförmige Schlitze an. Sie bieten außerdem die Möglichkeit, die an solchen Schliffen zu beobachtenden charakteristischen Farbabfolgen noch in Betracht zu ziehen. Naturgemäß wächst die Sicherheit einer derartigen Erkennung der Chloritminerale, je mehr sie auf diese Erscheinungen geprüft werden. An mehreren Beispielen ostalpiner Chlorite war es bereits möglich die Methode mit Erfolg anzuwenden.

An Originalmaterial aus der Sammlung SEELAND, eines Thuringites vom Zirmsee, war der Verdacht, daß es sich aus paragenetischen Gründen nicht um Thuringit, sondern um einen Fe-ärmeren Chlorit handeln müsse, im Schliff durch die Polarisationsfarben und Bestimmung der Lichtbrechung, zu bestätigen. Es ist überhaupt vorteilhaft, die Paragenese im weitgehendsten Maße für eine Entscheidung, wohin ein Chloritmineral zu stellen ist, mit heranzuziehen.

Weiter wurden Chlorite, die teils als Prochlorit, teils als Ripidolit bezeichnet waren, optisch untersucht und von einigen auch quantitative Analysen gemacht. Es zeigte sich, daß auch bei Prochloriten — was anscheinend den Beobachtern bisher entgangen — anomale Farben, deutlich von denen anderer Chlorite unterschieden, zu finden sind.

Die Analyse eines Chlorites vom Piz Ursei aus der Silvretta ergab die volle Übereinstimmung mit der optischen Ermittlung als Prochlorit.

Material aus der Oststeiermark das nördlich von Weiz aus der Randzone einer Magnetitlagerstätte gesammelt wurde, konnte mittels der chemischen Analyse als Aphrosiderit erkannt werden. Obwohl keine Aphrosideritschliffe zum Vergleich zur Verfügung standen, ließ sich bloß nach den anomalen Farben sagen, daß weder Prochlorit, noch Thuringit in Frage komme, was sich auch durch die Lichtbrechungsbestimmung vollauf bestätigte.

Gesteinsbildend auftretender Chlorit aus der Umgebung der Magnetitlagerstätte Rötzgraben bei Trofaiach wurde ebenfalls analysiert, nachdem reichlich enthaltender Magnetit vorerst magnetisch entfernt worden war. Die Analyse gibt Thuringit. Die optischen Daten, Lichtbrechung über 1,66, anomale Farben und Eigenschaften des Pleochroismus sind durch das Ergebnis der chemischen Analyse bestätigt.

Die letzte graphische Darstellung von Optik und Chemismus der Chlorite, die WINCHELL 1936 veröffentlichte, wurde hier übernommen (siehe Abbildung). Es ist jedoch nicht günstig, einfach durch eine geometrische Felderabgrenzung von 20 zu 20 %, wie es bei WINCHELL gemacht wird, Chlorite einzuteilen und jedes der Felder eigens zu benennen: Dies entspricht nicht der in der Abbildung zum Ausdruck kommenden Verteilung der eingetragenen Analysenpunkte, da so Chlorite der gleichen Gruppe (z. B. Prochlorite) getrennt und auch verschieden benannt werden müßten. Es ist auch nicht zweckmäßig, wenn andererseits Linien gleicher Licht- und Doppelbrechung zur Begrenzung herangezogen werden, wodurch Felder entstehen, die mit den ersteren gar nicht übereinstimmen. So wurde in dem abgebildeten Diagramm auf eine derartige Felderabgrenzung für die Benennung der einzelnen Chloritminerale verzichtet, wie auch wohl eine ganz scharfe Trennung im WINCHELLschen Sinne kaum durchführbar ist.

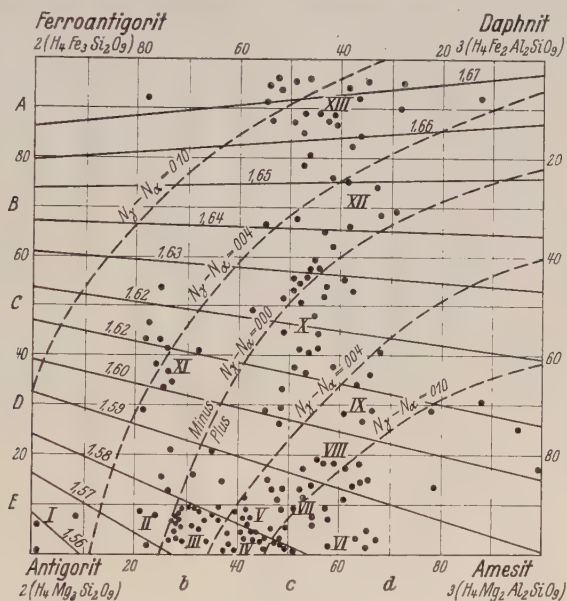
Die eingetragenen Analysenpunkte zeigen jedoch deutlich eine Zusammenscharung zu mehreren Gruppen. (In der Abbildung mit I—XIII bezeichnet). I. Antigorit, II. — Pennin, III. + Pennin, IV. Leuchtenbergit, V. Klinochlor, VI. Sheridanit, VII. Grochaut, VIII. Rumpfit, IX. Korundophyllit, X. Prochlorit, XI. Diabantit, XII. Aphrosiderit, XIII. Thuringit.

Sie decken sich nur zum Teil mit den von WINCHELL festgelegten Feldern.

In mehreren Fällen liegen die zugehörigen Analysenpunkte in anderen, als durch die entsprechenden Namen bezeichneten Feldern, wie nachstehende Beispiele zeigen:

Felder bei WINCHELL:	Bereich der Analysenpunkte im abgebildeten Diagramm:
Ed Korundophyllit	siehe Gruppe IX
Dc Rumpfit	" " IV bzw. VIII
Dd Prochlorit	" " X
Cc Diabantit	" " XI
Cd Ripidolit	— — —

Ripidolit, von KOBELL aufgestellt für Fe-arme Chlorite von Achmatovsk, ist nur als Bezeichnung einer Wachstumsform aufzufassen und als Name für ein bestimmtes Chloritmineral nicht zu verwenden. Der entsprechende Bereich im WINCHELLSchen Diagramm ist mit Prochlorit zu benennen, da auch sämtliche Prochloritanalysen der Literatur in dieses Feld zu liegen kommen. Der auf Grund einer falschen Analyse als Rumpfit beschriebene Chlorit von Jassing wurde durch die Analyse von PANZER als Leuchtenbergit erkannt.



Die „Rumpfite“ von Leoben sind aber nicht Leuchtenbergite, da sie einen höheren Eisengehalt aufweisen (siehe VIII).

Die Kennzeichnung der Chlorite nach dem Chemismus erfolgt im Diagramm durch einen, durch den Schnitt zweier Geraden bestimmten Punkt, der mit dem, durch den Schnitt der Licht- und Doppelbrechkurve gegebenen, bei genauer Ermittlung der Optik übereinstimmt. So lassen sich durch Eintragung der optischen Konstanten in das Diagramm der Chemismus entnehmen oder umgekehrt. Zur Kennzeichnung der chemischen Zusammensetzung wären dem Diagramm entsprechend am besten die Prozente Amesit und Prozente Fe-Antigorit anzugeben, welche von links unten nach rechts und oben abzulesen sind.

Untersuchungen an den Systemen B_2O_3 — PbO , SiO_2 — PbO und P_2O_5 — PbO im glasigen und kristallisierten Zustand

Von

E. KORDES,

Leipzig

Die Bestimmungen der Molekularvolumina und Molekularrefractionen an Gläsern des Systems B_2O_3 — PbO , über die bereits vor einem Jahr an dieser Stelle berichtet wurde, sind besonders im PbO -reichen Gebiet ergänzt worden. In derselben Weise wurden auch Gläser der Systeme SiO_2 — PbO und P_2O_5 — PbO untersucht. Es konnten Bleiborat- und Silikatgläser bis etwa 92 Gew.-% PbO und Bleiphosphatgläser bis 88 Gew.-% PbO hergestellt und untersucht werden. Die Abhängigkeit von n_D , $\varphi = \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2}$, Molekularvolumen und

Molekularrefraktion in diesen Gläsern vom PbO -Gehalt wird in Diagrammen vorgeführt. Die gefundenen Molekularvolumina der Gläser sind bei mittleren Konzentrationen z. T. erheblich niedriger, als unter Annahme der Additivität der Volumina der reinen Komponenten berechnet wird. Diese Tatsache wird als ein Packungseffekt gedeutet unter Zugrundelegung der jetzigen Anschauungen über den Feinbau von glasigem SiO_2 und B_2O_3 . Es war zu erwarten, daß die Differenz der gefundenen und der additiv berechneten Molekularvolumina wieder abnehmen wird, sobald der Zusammenhalt des Sauerstoffgerüsts infolge steigenden PbO -Gehalts verschwunden ist. Die Messungen haben dies bestätigt. Bei B_2O_3 -Gläsern beginnt das reduzierte Molekularvolumen $\frac{MV_{gef.}}{MV_{addit.}}$ etwa bei 50 Mol.-% PbO wieder anzusteigen. Bei dieser

Konzentration dürften daher in den Gläsern vermutlich viele $(BO_3)_n$ -Inseln, z. B. Dreieringe B_3O_6 oder Sechseringe B_6O_{12} gebildet sein. In SiO_2 — PbO -Gläsern setzt der Volumenanstieg etwa zwischen 60 und 70 Mol.-% PbO ein, entsprechend dem Konzentrationsbereich von $Pb_2Si_2O_7$ bis Pb_2SiO_4 . Hier sind daher im Glase zahlreiche freie Doppel- und Einzeltetraeder von SiO_4 zu vermuten. Im System P_2O_5 — PbO konnten keine Gläser mit so extrem hohem PbO -Gehalt erhalten werden, um diese kritische Konzentration experimentell nachzuweisen. Die graphische Extrapolation der Messungen läßt hier jedoch ebenfalls etwa im Konzentrationsbereich der P_2O_7 - bzw. PO_4 -Gruppen den Wiederanstieg der reduzierten Molekularvolumina erwarten.

Ganz ähnlich verhalten sich, soweit Untersuchungen von anderen Forschern vorliegen, auch andere Gläser, z. B. aus SiO_2 und Na_2O ; doch sind hier selten Gläser bis 50 Mol.-% Metalloxyd oder darüber hergestellt worden.

Als Stütze der gegebenen Deutung der Volumdifferenz dieser Gläser werden die Messungen von A. COUSEN und W. S. S. TURNER (1928) an $B_2O_3-SiO_2$ -Gläsern angeführt. Hier war ein derartiger Packungseffekt nicht zu erwarten. Die Messungen dieser Forscher ergeben auch tatsächlich nahezu Additivität der Molekularvolumina.

Auch im kristallinen Zustand macht sich ein ganz ähnlicher Volumeneffekt bemerkbar, wie die Messungen im System SiO_2-PbO deutlich zeigen. Die Literaturwerte an anderen Silikatsystemen, wie SiO_2-Li_2O , SiO_2-MgO , SiO_2-BaO u. a. m. ordnen sich dieser Erfahrung ebenfalls ein.

Die Gläser des Systems P_2O_5-PbO unterscheiden sich in verschiedener Hinsicht z. B. durch ihre Farblosigkeit bis zu höchsten PbO -Gehalten u. a. m. von den Gläsern aus PbO mit SiO_2 bzw. B_2O_3 . Dieser Unterschied wird auf den ausgeprägteren Salzcharakter der Phosphate gegenüber den Bleiboraten und -silikaten zurückgeführt.

Im System SiO_2-PbO konnte gegenüber einigen widerspruchsvollen Behauptungen in der neueren Literatur nachgewiesen werden, daß die Verbindung $Pb_3Si_2O_7$, die in der Natur als Mineral Barysilit vorkommt, mit Sicherheit auch aus der Schmelze kristallisiert. Allerdings wandeln sich die Kristalle leicht in ein eutektisches Gemenge von $PbSiO_3$ und Pb_2SiO_4 um. Von den künstlichen Kristallen wurden die Lichtbrechung und die Dichte ermittelt. Eine Laueaufnahme eines Einkristalles von $Pb_3Si_2O_7 \perp (0001)$ ergab hexagonale Symmetrie.

Aussprache: SCHIEBOLD, NEUHAUS.

Die basaltischen Gesteine des Plattenseegebietes in Ungarn

Von

B. MAURITZ, Budapest und H. F. HARWOOD, London

Die geologischen Lagerungsverhältnisse der Basaltgesteine sind im ganzen Gebiete ziemlich dieselben: meist liegt unten die einige Meter mächtige Basaltbreccie, darauf lagerten sich die bis 60 m mächtigen Decken und zwar oft nicht eine einzige, sondern zwei übereinanderliegende Decken; zu oberst lagerte sich die wenige Meter mächtige Basaltschlacke.

Neu beobachtete Tatsachen: Die Feldspate sind Plagioklase von der Zusammensetzung $Ab_{60}An_{40}$ — $Ab_{45}An_{55}$, aber oft mit einer Sanidin- oder Anorthoklashülle umgeben. An einigen Stellen (SÁGHEGY, HALÁP, BADACSONY) erscheinen doleritische Basalte mit miarolithartigen Hohlräumen, in denen bis 5 mm große Feldspattäfelchen aufgewachsen sind. In umfangreicheren Gebieten sind die Basalte stark zeolithisiert; die Zeolithe, hauptsächlich Phillipsit und Natrolith, bilden sozusagen die Grundmasse des Gesteins. In den miarolithischen Hohlräumen erscheinen auch aufgewachsene schöne Augit-, Magnet Eisen-, Titaneisen-, Olivin- und Apatitkristalle. Das Gestein von BADACSONY enthält schmale Spalten, in denen der letzte Magmarest kristallisierte: aufgewachsene reichliche Sanidintäfelchen, spärliche Anorthoklas-individuen, etwas Nephelin, ziemlich reichlich Leucit (beide Mineralien bis jetzt aus diesem Gebiete unbekannt), dessen bis 5 mm große Individuen durch die Titaneisenglimmereinschlüsse fast schwarz gefärbt sind. In der Nähe der Sandsteineinschlüsse findet man Tridymit, einzelne schöne Quarzkriställchen. In den Hohlräumen erkennt man aufgewachsene Biotittäfelchen (die aber auch im Gestein als Gemengteile verbreitet sind), Hornblende- und Hypersthenprismen. Besonders auffallend ist in einigen Exemplaren vom SÁGHEGY die schriftgranitartige Verwachsung von Augit mit Feldspat und Olivin mit Feldspat; hier erscheint auch der Rutil in winzigen Prismen.

Viele neue Analysen dieser Gesteine wurden von H. F. HARWOOD und seinen Schülern durchgeführt. Es ergab sich, daß diese Gesteine an der Grenze der pazifischen und atlantischen Sippe stehen; die Berechnung nach OSANN ergab meist die Parameter vom Typus LONDORF; die NIGGLischen Werte zeigen auf den Theralitgabbroiden oder Essexitgabbroiden Magmatypus. Unter den amerikanischen Normen erhält man 2—12 % Nephelin.

Unbekannt waren die Hohlräume, in denen schöne Zeolithmineralien auskristallisierten. Am meisten verbreitet ist der Phillipsit (oft in schönen Zwölflingen); Desmin, Natrolith, Mesolith, Skolezit, Chabazit, Analcim, Gismondin, Apophyllit, Thaumazit (an zwei Fundorten) kommen ebenfalls vor; reichlich ist der Aragonit und der Kalkspat.

Aussprache: RAMDOHR, MACHATSCHKI.

Die Meta-Konglomerate des westlichen Erzgebirges

Von

K. R. MEHNERT,
Freiburg i. Br.

Der Inhalt dieses Vortrages erschien in „TSCHERMAKS Mineralogische und Petrographische Mitteilungen“ 50, 1938, Heft 3, 194—272.

Aussprache: SCHMIDT.

Früchte mineralogischer Gemeinschaftsarbeit

Von

H. MEIXNER,
Graz

1. Ein Bentonit aus Kärnten

Bei Mühldorf im Lavanttal fand kürzlich KAHLER im Tertiär ein weißliches Gestein, in dem er einen vulkanischen Tuff vermutete. Es wurde von F. ANGEL und vom Vortragenden im Schriff und in Pulverpräparaten untersucht, von letzterem auch analysiert. Optisch waren größere Muskovitblättchen, Andesin (40 % An), Quarz und Biotit zu erkennen; die feinschuppige Grundmasse ließ sich zunächst nur als Montmorillonit vermuten. Auf Einladung von Herrn MEHMEL konnte der Vortragende im Juni 1938 diese Untersuchung, wie auch den Beitrag zur Phosphorit-Kollophanfrage im Institut von Prof. CORRENS (Rostock) weiterführen. Das feinschuppige Material wurde herausgeschlemmt und Pulveraufnahmen ergaben ein Mineral der Montmorillonitgruppe. Nun ließ sich auch annähernd aus der Analyse der Mineralbestand berechnen. Das Gestein besteht aus rund 58 Gew.-% (64 Vol.-%) Montmorillonit, 21 % (18 %) Andesin, 9 % (8 %) Quarz, 7 % (6 %) Muskowit und 5 % (4 %) Biotit.

Es handelt sich hier um einen Bentonit, einem umgewandelten Dazittuff, dessen ursprünglich glasige Grundmasse zu Montmorillonit wurde. Aschentuffe sind bereits aus dem westungarischen, aus dem burgenländischen und dem steirischen Tertiär bekannt, für Kärnten aber neu. Ihre Bildung dürfte mit der Eruption der tertiären Bacherdazite zusammenfallen. WINKLERS Altersfolgerungen wegen des Fehlens von Tuffeinschaltungen im Lavanttaler Miozän sind damit gegenstandslos.

2. Zur Phosphorit-Kollophanfrage

Nach ebenfalls im Rostocker Institut hergestellten Pulveraufnahmen haben Phosphorit von Prambachkirchen bei Linz (Oberdonau), Phosphorit aus dem Hangenden der Kohle von St. Stefan im Lavanttal (Kärnten), Kollophan von der Drachenhöhle bei Mixnitz in Steiermark und Kollophan von der Cziklovinahöhle bei Pui im Banat Apatitgitter; nach Schliffen von all diesen 4 Phosphaten schien es sich um optisch isotrope Substanzen zu handeln, die man daher früher auch als „amorph“ bezeichnet hatte.

Es mußte nun versucht werden, diese Phosphate in die Apatitgruppe einzureihen: Karbonatapatit (Dahlit), Karbonatfluorapatit (Francolith, Staffelit) und Hydroxylapatit. Die Analysen der Phosphorite, wie des Kollophans von der Drachenhöhle wiesen wechselnde Mengen von CO_2 auf. In allen Fällen wurde allein Kalkspatbeimengung auf folgendem Wege nachgewiesen: Feines Kalkspatpulver wird noch rasch und deutlich in der Kälte von $\frac{1}{2}$ n HCl, langsam von $\frac{1}{10}$ n HCl zersetzt; die untersuchten Phosphorite und Kollophane verlieren mit $\frac{1}{10}$ n, bzw. $\frac{1}{2}$ n HCl, wie reines Kalkspatpulver ihre Kohlensäure! Für Karbonatapatit (Dahlit) wird Entweichen des CO_2 erst bei Erwärmen mit verd. (etwa 3 n) HCl angegeben! Beide Kollophane sind fluorfrei, weshalb sie zum Hydroxylapatit gehören müssen. Die zwei Phosphorite enthalten (in den Analysen bisher nicht ausgewiesen, doch von REISNER für Prambachkirchen schon angegeben) beträchtliche Mengen F. Vorläufig kann nicht entschieden werden, ob diese Phosphorite normale Fluorapatite oder Gemenge von Hydroxylapatit mit Flußpat sind. Jedenfalls sind die Prambachkirchner und St. Stefaner Phosphoritanalysen nicht so zu berechnen, daß Ersatz von Ca durch CO_3 angenommen werden muß, wie dies MCCONNELL neuerdings macht.

Bemerkenswert ist noch der Schliff durch eine Phosphoritkugel von St. Stefan: das Phosphat ist mit tadellos erhaltenen Algenfäden vollgepfropft, die Herr KIELHAUSER (Inst. f. system. Botanik d. Univ. Graz) freundlichst bestimmte: *Melosira islandica*, subspec. *helvetica*, eine in Mitteleuropa in Binnenseen häufige Süßwasserkieselalge.

3. Fundortskritik an einer Kermesit-Sénarmontitstufe

An einer prächtigen Kermesitstufe, die von Bräunsdorf in Sachsen stammen sollte, bestimmte ich als zweites Mineral Sénarmontit, den man bislang aus Sachsen noch nicht kennt. Mit Hilfe des großen Vergleichsmaterials (ungefähr je 30 Stück) der zwei Kermesitfundorte Bräunsdorf (Sachsen) und Pernek (Slowakei) im Berliner Min. Institut und Museum der Universität gelang es mir jedoch eindeutig nachzuweisen, daß das fragliche Stück nicht von Bräunsdorf, sondern von Pernek (Slowakei) stammt, von wo auch Sénarmontit bereits bekannt ist. Da in Sammlungen anscheinend häufiger Kermesite dieser beiden Fundorte vertauscht sind, sei kurz auf die deutlichen Unterschiede hingewiesen: das quarzige, antimonitpigmentierte Gestein von Pernek ist im Vergleich mit Bräunsdorfer Stücken etwas graugrünstichig gefärbt. Die Kermesite von Pernek sind in flachen Rosetten, die von Bräunsdorf räumlich büschelig angeordnet. Bräunsdorfer Kermesite haben stets kleine Quarzkristalle als Unterlage, die Perneker Stücken fehlen.

4. Epidesmin von Schwanberg (Weststeiermark)

Im Frühjahr 1937 beutete ich gemeinsam mit Herrn TROJER ein neues Zeolithvorkommen (KOCHScher Steinbruch bei Schwanberg) aus. Die Zeolithe finden sich hier auf Klüften des „Schwanberger Schiefergneises“. Heulandit, Desmin und Laumontit waren leicht festzustellen; daneben kommt noch ein vierter Zeolith in säuligen, weißen bis 5 mm langen und 0,5 mm dicken Kristallen vor, die sich v. d. L. wie Heulandit und Desmin verhalten.

Die kristallographischen [nach Schinmermessungen nur rechte Winkel, rhombisch mit $a(100)$, $b(010)$ und $c(001)$] und optischen Eigenschaften stimmen ganz mit dem 1913 von ROSICKY und THUGUT beschriebenen Mineral Epidesmin überein. Dieser Zeolith war bisher nur von der Grube „Gelbe Birke“ bei Schwarzenstein in Sachsen bekannt¹⁾. Ohne Vergleichsmaterial traute ich mich nicht, mein Mineral auch Epidesmin zu nennen.

Bei der Heimreise über Dresden stellten mir die Herren RIMANN und FISCHER Originalmaterial aus dem Min. Museum Zwinger zur Verfügung.

Nun kann gesagt werden, daß Epidesmin von Schwarzenberg in Ausbildung und optischen Eigenschaften wirklich völlig mit meinem Schwanberger Mineral übereinstimmt. Ob aber Epidesmin ein selbstständiges Mineral ist, wird trotzdem noch geprüft werden müssen.

Für die freundliche Aufnahme im Rostocker Min. Institut danke ich den Herren CORRENS und MEHMEI für den Studienurlaub meinem Instituts-vorstand F. ANGEL.

Aussprache: DOLAR-MANTUANI

Tektite

Von

H. MICHEL,

Wien

Der Vortrag sollte hauptsächlich der schärferen Abgrenzung des Problems „Tektite“ dienen, da in den letzten Jahren viele neue Funde und neue Erscheinungen beschrieben wurden, die das Problem zu komplizieren geeignet sind. Zu den von F. E. SUESS als Tektite bezeichneten Moldaviten, Billitoniten und Australiten (die Queenstownite oder Darwingläser hat SUESS selbst später nicht mehr unter die Tektite eingereiht) sind an neuen Funden die Gläser von Indochina, von den Philippinen, aus Java und von der Elfenbeinküste gekommen, die alle unzweifelhafte Tektite darstellen. Diese jetzt aufgezählten Gruppen von Tektiten stimmen in großen Zügen vollkommen überein. Die Fundumstände sind die gleichen, sie treten in großer Zahl über weite Räume verteilt auf, sind meistens kleine Körper.

¹⁾ Bei KLOCKMANN-RAMDOHR, Lehrb. d. Min. ist als weiterer Fundort noch „aus den Trapps von New Jersey“ angegeben!

Die Form muß in vielen Fällen entweder durch Rotation entstanden sein oder setzt doch zähflüssige Beschaffenheit des Körpers voraus. Die Oberfläche ist mehr oder weniger stark skulpturiert, wobei Moldavite und die Tektite aus Indochina große Ähnlichkeit besitzen, die Billitonite einen eigenen Typus bilden und die Australite am schwächsten korrodiert sind, daher am besten ihre ursprüngliche Form zeigen. Der Chemismus stimmt weitgehend überein. Die Untersuchung auf Ra- und Th-Gehalt sowie die spektralanalytische Untersuchung (PREUSS) zeigt viele gemeinsame Züge, wenn es auch gelingt, die einzelnen Gruppen durch Eigenheiten zu sondern. Die Wasserarmut, der Mangel an Kristalliten, das Vorhandensein von überwiegend CO und CO₂ unter den Gasen sind weiter übereinstimmende Merkmale. Verschieden von diesen Tektiten sind von den alten Funden die Darwingläser, von neueren Funden die kolumbischen Gläser (STUTZER), die Gläser mit Kristallausscheidungen von Paucartambo (LINCK und HEIDE), die Gläser, welche von den Meteoritenkratern Wabar, Henbury und aus Libyen durch SPENCER beschrieben wurden und selbstverständlich auch die Obsidiane. Jede dieser Gruppen zeigt eigentümliche Abweichungen von den Tektiten und es wäre nötig, um das Problem der Tektite nicht durch Produkte zu beschweren, die offenbar etwas anderes ihrer Entstehung nach sind, zwei neue Gruppen aufzustellen. 1. Die Gläser von Paucartambo sind ein neuer von den Tektiten verschiedener Typus. 2. Die Gläser aus der Umgebung der Meteoritenkrater, die dem Einschlagen der großen meteorischen Massen zweifellos ihre Entstehung verdanken, sind gleichfalls ein neuer Typus. Für beide Typen wären neue Namen erwünscht. Die Darwingläser gehören wohl zum Typus 2, die kolumbischen Gläser sind Obsidiane.

Beschränkt man nun das Problem der Tektite auf die zuerst aufgezählten Gruppen, lassen sich eine Anzahl offener Fragen lösen. Diese Gruppen sind so einheitlich, daß man nicht daran denken kann, für jede der Gruppen etwa eine andere Herkunft, andere Entstehung der Oberfläche u. dgl. anzunehmen. Was an der einen Gruppe beobachtet werden kann, muß auch auf die anderen Gruppen angewendet werden. Man kann derart z. B. für alle Gruppen nur eine Art der Herkunft annehmen. Offen ist zunächst die Frage: handelt es sich bei den Tektiten um einen oder um mehrere Fälle. Sicher um mehrere Fälle. Die Moldavitschotter gehören der helvetischen Stufe des Miozäns an, die Tektite von Java dem mittleren bis oberen Pleistozän (Trinilfauna). Außerdem liegen die Funde von der Elfenbeinküste nicht auf dem Großkreis, auf dem zufällig Moldavite, Indochinatektite und Australite aufgereiht erscheinen. Zweitens: Die Oberfläche geht, soweit sie nicht die ursprüngliche Form zeigt, auf Korrosion zurück, die nicht in der Luft, sondern am Erdboden erfolgte und die durch Bodenbeschaffenheit, Klima, sowie durch den Chemismus und die Schlierenbildungen der einzelnen Typen von Tektiten bedingt ist. Die „Höfchen“ der Billitonite sind nicht durch das Platzen von Blasen entstanden, sondern sind die Reste von „Tischchen“, die bis auf geringe Reste des Stieles korrodiert wurden. Daß die Korrosion auf der Erde erfolgte, geht aus Billitoniten mit mehreren zarten Tischchen zurück, die sich zweifellos nicht hätten erhalten können, wenn sie in der Luft durch Korrosion entstanden wären und wenn die Stücke in diesem Zustande auf den Erdboden aufgefallen wären. Die Australite zeigen deutliche Rotationsformen, die Indochinatektite häufig Tropfenform. Es müssen also die Körper mindestens in zähflüssigem Zustande einen Teil des Weges

durch die Atmosphäre genommen haben. Am schwierigsten ist drittens die Frage nach der Herkunft der Körper zu lösen. Altersbestimmungen führen zu keinem sicheren Ergebnis, die Tektite zeigen dasselbe Alter wie Meteoriten und irdische Gesteine. Der Mensch kann die Gläser nicht geformt haben, da sie älter sind als der Mensch. Vulkane kommen als Lieferanten nicht in Frage. Bodenkolloide (Xerolithe) können es nicht sein, da sie unabhängig vom Untergrunde sind und auf zwar weite aber doch begrenzte Räume beschränkt sind. Durch Zyklone aufgewirbelte und Blitzschlag geschmolzene Massen können es aus den gleichen Gründen nicht sein. Beim Einschlag meteorischer Massen entstehen zwar Gläser, wie SPENCER in verdienstvoller Weise gezeigt hat, aber diese sind von den Tektiten so verschieden, daß man die Tektite nicht als Gläser dieser Entstehung bezeichnen kann, auch ist die Unabhängigkeit vom Untergrund ein Ausschließungsgrund für diese Art der Entstehung, weiters ließe sich die Verteilung über große Räume dadurch nicht erklären, auch die Rotationsformen der Australite könnten nicht entstehen. Es bleibt also nur die außerirdische Herkunft übrig. Dabei kann man daran denken, daß ein großer meteorischer Glaskörper zerspringt, die Teile beim Fluge durch die Atmosphäre erweichen und etwa die Rotationsformen annehmen. Das ist im höchsten Grade unwahrscheinlich. Die Glaskörper könnten aber ihre Form schon besessen haben, sie könnten etwa als Tropfen aus einem Glassee eines anderen Himmelskörpers ausgeschleudert worden sein, fünf- oder sechsmal hätte sich der Vorgang mit etwas verschiedenem Material in gleicher Weise abspielen müssen, jedesmal wäre ein etwas anderer Typus von Tektiten auf die Erde gelangt. Oder man knüpft an die Vorstellungen an, die W. WAHL schon vor vielen Jahren entwickelt hat. Sauerstoffarmut bedingt Mineralkombinationen, die unter irdischen Verhältnissen nicht möglich sind; geht die Sauerstoffarmut so weit, daß auch Leichtmetalle nicht oxydiert werden können, liefern solche Massen, von denen man lockere Verteilung annehmen müßte, durch die stürmisch verlaufende, mit großer Hitzeentwicklung verbundene Oxydation und Verbrennung Rückstände in Form von flüssiger Schlacke, welche eben die Tektite darstellen. LACROIX und SUESS vertreten auch diese Vorstellungen. LACROIX spricht von den Tektiten als Gesteinen von intraatmosphärischer Entstehung, gebildet durch Oxydation von mikrosiderischen Holometalliten und darauffolgender Schmelzung der Reaktionsprodukte; es handle sich um eine Pyrometamorphose von eisenarmen und an Leichtmetallen reichen Holometalliten.

Aussprache: PREUSS, MACHATSCHKI, SCHWINNER.

Über Pyrit mit vollkommener Teilbarkeit nach 111¹⁾

Von

A. NEUHAUS,
Freiberg/Sa.

Es wurde über Pyrit aus dem Naundorfer (= Bobritzscher) Granit (bei Freiberg/Sa.) berichtet, der eine Teilbarkeit von glimmerähnlicher Vollkommenheit und Leichtigkeit nach dem Oktaeder aufwies. Der fragliche Pyrit fand sich dort als sehr spärliche Drusenfüllung eng vergesellschaftet mit hellbrauner Zinkblende, milchweißem, körnigem Kalkspat und meist auch Bleiglanz. Außer diesem teilbaren Pyrit führt der Granit häufiger fein eingesprengten Pyrit mit völlig normalem Kohäsionsverhalten.

Gewachsene Formen des teilbaren Pyrits waren selten. Einige Male fand ich vorherrschendes {100} nebst einem Feld von Kombinationsstreifen nach der Würfelkante. Größe der Pyritindividuen bis zu ~ 3 mm Würfelkante. Die Teilbarkeit erfolgte bei allen mir vorliegenden Proben stets und ausschließlich nach {111} und zwar für alle Flächen dieser Form anscheinend gleich gut. Als Teilbarkeitsformen traten demgemäß alle säuligen und tafligen Verzerrungen des Oktaeders auf bis hin zu den feinsten Nädelchen und Schüppchen. Die Güte der Teilbarkeit wechselte, selbst innerhalb ein und derselben Probe. Im allgemeinen waren die Bindekräfte senkrecht zu {111} jedoch derart gering, daß schon kleinste Druckbeanspruchungen genügten, um eine Kristallpartie in einen losen Schuppenhaufen zu verwandeln. Von der Härte 6—6,5 des Pyrits war unter diesen Umständen natürlich nichts zu bemerken. Da ein derartiges Kohäsionsminimum {111} dem Pyritgitter an sich nun nicht eigen ist, so muß es durch irgendwelche künstliche Veränderung der Gitterkräfte hervorgerufen worden sein.

Schon bei Betrachtung mit dem unbewaffneten Auge bzw. der Lupe fiel auf, daß der teilbare Pyrit stets aufs engste mit der bereits genannten hellbraunen Zinkblende (hypidiomorph-körnig; Größe, wie beim Pyrit, bis zu ~ 3 mm) verwachsen war, während der nichtteilbare Pyrit selbst bei Anschliffbetrachtung jede Zinkblendevergesellschaftung vermissen ließ. Die hiermit nahegelegte enge Beziehung des teilbaren Pyrits zur genannten Zinkblende bestätigte sich auch weiterhin durch die Auffindung wechselseitiger gesetzmäßiger Verwachsungen und die Ergebnisse der Anschliffuntersuchung.

1. Gesetzmäßige Verwachsungen von Pyrit mit Zinkblende

a) Pyrit auf Zinkblende. Auf einer (100)-Fläche eines ~ 3 mm großen hypidiomorphen Zinkblendeindividuums mit deutlicher Streifung nach den beiden Kombinationskanten mit {111} und $\{1\bar{1}1\}$ saßen zahlreiche, verzerrt-oktaedrische Pyritkriställchen auf, die sämtlich streng parallel zueinander

¹⁾ Näheres s. Chem. d. Erde **12**, H. 1, 23—41.

und demgemäß auch zur Zinkblende orientiert waren. Verwachsungsgesetz: {hoo}-Zinkblende parallel {hoo}-Pyrit; die in {hoo}-Zinkblende verlaufenden Oktaederkanten des Pyrits genau parallel der angeführten Streifung auf {hoo}-Zinkblende, d. h. also: die 3 zweizähligen Achsen und damit alle Symmetrieelemente beider Mineralien sind parallel orientiert.

b) Zinkblende auf Pyrit. Auch der umgekehrte Fall, daß Zinkblende orientiert auf Pyrit aufsaß, wurde einmal beobachtet. Auch in diesem Falle waren die beiderseitigen Würfelflächen die Verwachsungsflächen. Im übrigen erfolgte auch hier die Aufwachsung so, daß die 3 zweizähligen Achsen beider Minerale parallel orientiert waren.

c) Dünne, absätzliche Bleiglanzüberzüge auf gewachsenen {hoo}-Flächen des Pyrits scheinen nicht gittergesetzlich bedingt zu sein.

2. Anschliffuntersuchungen

Im Anschliffbilde wechselte die Güte der Teilbarkeit in viel höherem Maße als gemäß Lupenbetrachtung zu erwarten war. Feinstlamellierte Partien wechselten allgemein mit gröber lamellierten und völlig unteilbaren, wie durch verschiedene Abbildungen gezeigt wurde. Der zwischenlamellare Raum ist teils von feinen bis allerfeinsten Zinkblendelamellen ausgefüllt, teils ist er jedoch gänzlich bzw. partiell leer und teils führt er Zinkblende und Bleiglanz. Es ließ sich jedoch zeigen, daß Bleiglanz erst nachträglich zugeführt wurde und primär vorhanden gewesene Zinkblende verdrängt hat. Auch die Leerklüfte weisen alle Anzeichen nachträglicher Auswaschung auf, während die Zinkblendelamellen durchaus den Eindruck von Entmischungsbildungen erwecken. Mit der Existenz feinlamellarer Einlagerungen bzw. feiner Klüfte nach {111} des Pyrits wird aber die beobachtete Teilbarkeit des Pyrits durchaus verständlich.

Durch vergleichende Strukturbetrachtungen wurde weiter gezeigt, daß die beobachteten Aufwachsungsgesetze und der lamellare Entmischungsverband nach {111} beider Komponenten gittermäßig aufs beste gestützt werden.

Das vorliegende Mischsystem ergibt sich somit als ein typisch anomales. Dieses Ergebnis ist nun in gittertheoretischer, wie in geochemischer Hinsicht bedeutsam:

1. Es zeigt, daß Kristallgitter mit recht verschiedenen Atomzuständen der Partner (Bindungsarten) aktiv miteinander verwachsen können (Atombindung-Halbmetailbindung).

2. Es zeigt, daß gewisse Zn-Gehalte gitterabhängig in das Pyritgitter eingehen können! Analoges gilt bei der bekannten engen Beziehung zwischen ZnS , CuFeS_2 und $\text{Cu}_3\text{FeSnS}_4$ sehr wahrscheinlich auch für gewisse Cu- und Sn-Gehalte.

Aussprache: HEGEMANN, RAMDOHR, KORDS.

Über die Spektralanalyse von Mineralien und Gesteinen

Von

E. PREUSS,

Göttingen

Der Kohlebogen unter Ausnutzung der Anreicherung in der Glimmschicht (nach MANNKOPFF und PETERS) hat sich für die qualitative und quantitative Analyse von Mineralien und Gesteinen sehr gut bewährt. Zur quantitativen Analyse werden 3,5 mg Substanz mit der gleichen Menge Kohlepulver vermischt und unter Abbildung des Bogens auf das Prisma und Verwendung des Stufensektors aufgenommen. Aus zahlreichen Aufnahmen wurde der mittlere Fehler der Einzelmessung als Gütezahl (nach H. KAISER) bestimmt. Die absolute Intensität der Linien läßt sich mit einem Fehler von $\pm 11\%$, und das Intensitätsverhältnis zweier Linien verschiedener Elemente (homologe Linien nach GERLACH) mit einem Fehler von $\pm 6\%$ reproduzieren. Für eine Konzentrationsbestimmung mit dieser Genauigkeit müssen die verwandten Linienpaare weitgehend unabhängig von der Zusammensetzung der Proben und Eichmischungen sein. Sie werden dadurch geprüft, daß die Proben und Eichmischungen mit der 3-, 10- und 30fachen Menge Kohlepulver verdünnt und zum anderen größere Mengen von Alkalien beigemischt werden, die die Anregung im Lichtbogen unter Temperaturniedrigung ändern. Durch die Verdünnung wird besonders das Vorhandensein einer Absorption, und durch die Alkalibeimengung die Unempfindlichkeit bei Anregungsänderungen im Bogen erkannt. Das Verhältnis von Funken- zu Bogenlinien (Fixierungspaar nach GERLACH) dient dabei zur Bestimmung der Anregung. Die Verwendung von Multiplettlinien gestattet eine Kontrolle der Eichkurven. Es ist also möglich, die quantitative Analyse aller Bestandteile (über 0,001 bis 0,01 %) mit hoher Genauigkeit auszuführen, z. B. durch die Zumischung von Bezugselementen, etwa Co und La, in bekannter Konzentration.

Die Grenzkonzentration der leichtflüchtigen Metalle im periodischen System (von Zn bis Bi) in Gesteinen kann durch die Anwendung der fraktionierten Destillation gesteigert werden. Es werden 1 g Gesteinspulver in einem hierzu konstruierten Kohlerohrfen erhitzt und die entweichenden Metaldämpfe durch ein Kohleröhrchen, das als Kathode dient, in den Lichtbogen geblasen. Die Verdampfung dieser Metalle erfolgt quantitativ noch vor der Verdampfung der Hauptbestandteile, besonders des Na. Infolge dieser Anreicherung beträgt bei einer Nachweisgrenze im Mittel von 0,1 γ die Grenzkonzentration 0,000 01 %.

Aussprache: ROSE.

Nephrit und Carcaro in ultrabasischen Gesteinen

Von

E. RIMANN,
Dresden

Der Vortragende berichtet über die von ihm in den sogenannten Paläopikriten des vogtländisch-thüringischen Schiefergebirges aufgefundenen Nephrit- und Carcarovorkommen.

An Hand von Lichtbildern wird die Entwicklung von Nephrit- und Carcaroflecken und -wolken im Gestein bis zu faustgroßen Massen unreinen Gesteins-Nephrites ebenso wie auch die Ausbildung reinen Ader- und Gangnephrites und -Carcaros gezeigt. Auch der bisher nur aus Ligurien bekannte Zellenephrit konnte im Vogtlande beobachtet werden.

Die im Zusammenhang mit der variskischen Orogenese, wahrscheinlich hauptsächlich der sudetischen Phase, (also zwischen Unterkarbon und unterem Oberkarbon) erfolgte mechanische Verformung der verschiedenen Ausbildungsweisen vorzüglich des Nephrites zu unregelmäßigen Fetzen und Knollen beweist, daß die Nephrit- und Carcarobildung in den Paläopikriten bereits spätestens im Unterkarbon abgeschlossen gewesen sein muß. Aus allen Beobachtungen kennzeichnet sich der Charakter der Nephritisierung und Carcarisierung der vogtländisch-thüringischen Paläopikrite als ein Vorgang, der unmittelbar im Anschluß an die der Erstarrung folgende Serpentinisierung dieser Gesteine stattgefunden hat. Die Lösungen, die zu einer teilweisen Verdrängung des Serpentin durch Nephritmasse und zu Ausscheidungen reinen Gangnephrites sowie auch zur Ausbildung des Carcaro Veranlassung gaben, sind vermutlich karbonatischer Natur gewesen. Letzte Ausscheidungen von Karbonaten werden gelegentlich in den Nephriten beobachtet. Hinsichtlich der Herkunft dieser hydrothermalen Lösungen sprechen alle Beobachtungen und Überlegungen für Zugehörigkeit zum ultrabasischen Magma selbst. Es fehlt in der Mineralvergesellschaftung dieser Nephrite und Carcaro alles, was auf fernmagmatischen Charakter dieser Lösungen etwa eines granitischen Plutons hinweisen könnte. Es fehlt auch, nach unseren bisherigen Kenntnissen, für die Zeitspanne der Nephritbildung auch dieser Pluton selbst in dem Gebiet des vogtländisch-thüringischen Schiefergebirges.

Es handelt sich demnach bei der Nephritisierung und Carcarisierung der vogtländisch-thüringischen Nephrite nach Ansicht des Vortragenden um sogenannte autometamorphe Vorgänge, die zurückzuführen sind auf karbonatreiche Restlösungen des ultrabasischen Magmas, ganz analog dem Charakter der Restlösungen zahlreicher Lamprophyre, besonders der Kersantite, in der Bretagne, dem Erzgebirge, der Lausitz, die in diesen Gesteinen zur Ausscheidung primärer Karbonate geführt haben.

Aussprache: ROSE.

Kritische Betrachtung der neueren Farbenphotographie als Forschungs- und Unterrichtsmittel des Mineralogen

Von

S. RÖSCH,

Wetzlar

An Hand einer größeren Anzahl von Lichtbildern wird etwa folgendes veranschaulicht:

Nachdem in den letzten Jahren die Farbenphotographie in den additiven Kornraster-, Linienraster- und Linsenrasterschichten sowie in dem subtraktiven Verfahren der Farbauszüge mehr und mehr vervollkommnete Arbeitsmittel geschaffen hat, sind in jüngster Zeit auf dem Gebiete der subtraktiven Dreischichtenfilme derartige Erfolge erzielt worden, daß die Behauptung kaum zu weit geht: erst jetzt hat nicht nur der Amateurphotograph (zunächst der Kleinbildler), sondern auch der Wissenschaftler ein vollwertiges Farbfilmmaterial. Die technischen Vorzüge der neuen Filme (Agfacolor-neu und Kodachrom, beide sowohl für Tageslicht als auch für Kunstlicht lieferbar) sind: eine den Schwarzweißfilmen ebenbürtige Feinkörnigkeit, hohe Empfindlichkeit, leichte Handhabung ohne Zusatzteile, große Transparenz als Diapositiv. Dem Mineralogen dürfte das neue Material für viele Zwecke willkommen sein, z. B. bei Feldaufnahmen, Handstück- und Museumphotographie, technologischer Farbfixierung, Mikrophotographie, insbesondere im polarisierten Licht (Orthoskop, Konoskop, Erzmikroskop) Spektralphotographie, Stereophotographie. Einige Proben erweisen die Nützlichkeit des Farbdias im Unterricht: Landschaftsbilder, Kristallstufen, Mikroaufnahmen, besonders aber auch Reproduktionen von geologischen Karten, Wandtafeln und Buchillustrationen.

In mancher Hinsicht soll jedoch vor zu weit gespannten Hoffnungen gewarnt werden. So ist es heute noch nicht möglich, befriedigende Farbduplikate von Farbaufnahmen zu machen, wogegen Schwarzweiß-Kopien in voller Originalschärfe, und auch in gewissen Grenzen farbige Papierbilder herstellbar sind. Nach einer kurzen Erläuterung der Prüfmethoden für die Farbwiedergabe wird die prinzipielle Ursache dieser Unmöglichkeit erklärt mit dem wiederholten Farbsättigungsverlust, der mit der Farbaufnahme verbunden ist. Ferner ist eine Ausnutzung der Farbenphotographie für quantitative Farbenmetrik heute noch nicht mit Sicherheit möglich. Zwar stehen innerhalb einer Aufnahme (technisch gute Qualität vorausgesetzt) die Farbwerte der Bildteile in gutem Verhältnis, doch spielen von Bild zu Bild Faktoren wie Beleuchtungsfarbe, spezielle Emulsionseigenschaften, Entwicklung eine noch nicht genügend reproduzierbare Rolle.

Zum Schlusse wird auf eine projektionstechnische Möglichkeit hingewiesen: Da bei der Kleinbildprojektion (Leica-Format 24×36 mm und noch kleinere Formate) bereits ungefähr die Größenordnung normaler Mikroskop-

präparate erreicht ist, so ist der Gedanke naheliegend, mit dem gewöhnlichen Kleinbildprojektor die direkte Übersichtsprojektion solcher Präparate auszuführen. Benutzt man ein über den Bildschieber klemmbares, drehbares Polarisationsfolienpaar — bei dem benutzten LEITZ-VIIIa-Projektor ist dies technisch besonders günstig möglich; der Zusatzteil hat Aussehen und Wirksamkeit ähnlich der „Turmalinzange“ — so kann man ganze Dünnschliffe, auch Großschliffe bis 50×50 mm Außenmaß in aller Schönheit projizieren, ohne eine besondere Apparatur zu benötigen. Auch die bekannten Demonstrationspräparate von STEEG und REUTER auf runden Objektträgern lassen sich gerade noch einfügen. Die Polarisatoren sind einzeln oder gemeinsam leicht drehbar.

Sedimentations-Differentiation im Turon des Elbsandsteingebirges

Von

WOLFGANG SCHEIDHAUER,

Dresden

Aus dem Grenzgebiet Petrographie-Geologie wird über Korngrößen- und Schwermineraluntersuchungen berichtet. Zusammengefaßt ergibt sich:

1. Die quantitative Verteilung der im Elbsandstein wichtigsten Schwermineralien Turmalin, Zirkon, Rutil hängt von der Körnung ab. Offenbar wird bei bestimmten Strömungsverhältnissen — und durch mehrfache Aufbereitung begünstigt — mit einem Material bestimmter Körnung auch ein bestimmtes Verhältnis der Schwermineralien ausgelesen. Für diesen Vorgang wird die Bezeichnung gravitative Sedimentations-Differentiation vorgeschlagen.

2. Es zeigt sich eine z. T. sprunghafte Änderung des Kurvenbildes von einer Schicht zur nächst jüngeren. Hierdurch kommt eine sprunghafte Änderung in den Sedimentations- und Strömungsverhältnissen zum Ausdruck.

3. Aus der Ähnlichkeit der Differentiationskurven (Abszisse: mittlerer Korndurchmesser d , nach NIGGLI; Ordinate: Prozentanteil der drei Schwermineralien in der jeweils untersuchten Korngrößenklasse) geht hervor, daß in derart gut durchmischten Sandsteinen eine Horizontierung auf Grund der Korn- und Schwermineralanalyse kaum möglich sein wird, namentlich nicht im Gebiet der Kurvenschnittpunkte. Nur in günstigen Fällen ist eine Entscheidung zu treffen.

4. Es ergibt sich die Notwendigkeit, bei Vergleichen von Schwermineralanalysen diese Sedimentations-Differentiation zu berücksichtigen. Der qualitative Mineralbestand ergibt im allgemeinen durch das Vorhandensein bzw. Fehlen charakteristischer Mineralien die Zuordnung zu einer bestimmten Provinz. Quantitative Unterschiede bei gleichem qualitativen Bestand dürfen nicht als Beweis für verschiedenes Alter innerhalb eines Schichtverbandes angesehen werden, sondern müssen zuerst auf die Möglichkeit einer Sedimentations-Differentiation geprüft werden.

Aussprache: CORRENS.

Über heterogene Reaktionen an Kristallgrenzflächen

Von

E. SCHIEBOLD,
Leipzig

(Referat nicht eingegangen.)

Injektionsmetamorphose in der Oststeiermark

Von

R. SCHWINNER,
Graz

Das in Betracht gezogene Gebiet etwa zwischen Feistritz-, Stanzer- und Mürztal und alter Landesgrenze, etwa 2500 km², zeigt im Schichtbestand seines ursprünglichen Gerüsts wenig Abwechslung: „Tommerschiefer“, Granat-Glimmerschiefer in rückschreitender Umwandlung, und „Teufelstein-Phyllit“, von dem wir mangels von Belegen für das Gegenteil annehmen, daß er in einfach fortschreitender Metamorphose entstanden ist. Von einzelnen tieferen Aufbrüchen sehen wir hier ab, es ist das oberste Stockwerk der Raab-Alpen, das wir betrachten. Dieses zeigt große Einheitlichkeit wegen der gemeinsam durchgemachten Metamorphose, mit Neukristallisation von Quarz, Muskovit, Chlorit (Albit, Epidot usw.), die auch die Haupttektonik überdauert hat. (Von der Jungtektonik, die nur in einzelnen Strichen, und rein kataklastisch die Gesteine beeinflußt hat, sehen wir hier ab.)

In diesen Schichtbestand drang ein Granit-Magma, das heute in Grob- und Feingranit vorliegt. Der grobporphyrische Grobgranit ist sehr einförmig, der Feingranit zeigt etwas mehr Variation, aplitisch, bis etwas basischer als Durchschnitt, aber etwas wenig für die Entfaltung einer eigenen Differentiationsreihe. (Der Gabbro von Birkfeld ist wohl viel älter, tektonisch eingeschaltet, von Feingranit durchbrochen, kommt auch im Altkristallin des Kulm vor.) Bestand und Ausbildung der Mineralien ist in allen diesen Graniten gleich, und zwar die der sog. „Centralgranite“: Quarz, Mikroklin, „gefüllte“ Plagioklase, Muskovit und etwas Biotit, oft parallel verwachsen, Chlorit, Orthit, Granat usw. Der Feingranit, vermutlich der ältere, bildet kleine Linsen, welche (vielleicht in höherem Stockwerk, Tektonik nicht sicher) die großen Massive des Grobgranites begleiten, so Birkfeld-Hartberg.

Diese Granite haben keinen normalen (Hornfels-)Kontakt und fast kein Gefolge, ganz gewiß kein basisches, von sauerem nur Andeutungen, und die am Rand des Gebietes (Quarzgänge mit Turmalin im Semmeringquarzit, wirkliche Pegmatite um Hartberg, Aspang). Wegen der Angleichung in Mineralbestand und Tracht ist anzunehmen, daß die allgemeine Metamorphose

unseres Gebietes und die Granite zusammengehören. Die angeführten Kennzeichen werden sonst vielfach als bezeichnend für „syntektonische Intrusion“ angegeben. Als Zeugen und Ergebnis der Granitwirkung sind anzuführen:

1. Mikroklin-Augenschiefer: Muskovit-Quarzlagen, in die die Feldspäte des Granites eingewandert sind, große Mikrokline und gefüllte Plagioklase — bis zur Angleichung an den Granit, früher als „verschiefterte Granite“ angesehen. Dagegen entscheidet — neben anderem — das Bild in Aufschlüssen, das das Auslaufen der Injektion je nach Wegsamkeit zeigt: Zeilen von Mikroklinen in einzelnen s.

2. Weißschiefer: Die Augenschieferbildung ist deutlich mit Bleichung verbunden. Aber dort, in s, folgt darauf Zufuhr; an den Flanken von Granitlinsen und -lagern scheint nur das Lösungsmittel durchgewandert, entwichen zu sein: Ergebnis hellweiße Glimmer und Quarz, ohne Porphyroblasten (auch sonst — Tauern — an Granitkernen beobachtet) wie Reaktionsaum bei Tüpfelreaktionen.

3. Strallegger Gneis: Ganz unregelmäßig von Flecken und Flammen durchsetzt. Von mäßig verquarzten Glimmerschiefern (solche auch im unmittelbaren Granitkontakt beobachtet) bis zu fast migmatitischen Gesteinen.

Warum im einzelnen Fall die oder jene Umwandlung des Granitnebengesteins statthat, ist, besonders wegen Unsicherheit der Tektonik, schwer zu sagen. Vielleicht Augenschiefer im streichenden s, Weißschiefer im Hangend, Stralleggergneis im Liegend der Granitkuchen und -lager?

Wechselschiefer mit Albitporphyroblasten: kennzeichnend, daß das ganze ältere Gefüge in diese aufgenommen wird; darunter gelegentlich auch ein Chlorit, der erst bei der allgemeinen Metamorphose des Gebietes (Diaphthorese) entstanden ist. Nicht allgemein verbreitet, sondern einzelne Höfe: offensichtlich eine besondere spätere Phase der Injektion, mit Änderung im Alkali (verbunden mit „Albitpegmatiten“, Albititen von Vorau usw.?).

Die Gesteine der Oststeiermark sind denen der Hohen Tauern sehr ähnlich, besonders in der Serie: fast zu jedem findet sich das Gegenstück, aber ganz gleich ist wieder keines: und der Gebirgsbau beider Gebiete ist grundverschieden. Gegenüber der Moravischen Zone ist die Ähnlichkeit geringer, besonders gegen deren höher metamorphes südliches Ende, doch sind auch hier genug Analogien zu finden; aber der Bau der Raabalen wiederholt mit lächerlicher Genauigkeit den der „Thaya-Kuppel“! Sehr auffallend ist auch die Ähnlichkeit mit dem von V. M. GOLDSCHMIDT beschriebenen Stavanger-Gebiet. Nur sind alle diese (und wohl alle sonst beschriebenen) Granitinjektionen und „Granitisationen“ merklich „tiefer“ (im Sinne von BECKE-GRUBENMANN), die Oststeiermark ist der Grenzfall, die geringste „Tiefe“, in welcher der Apparat der „syntektonischen Granitinjektion“ noch spielt, in der noch teilweise Granitisation möglich ist.

Die Anschauungen sind auf diesem Gebiete in schneller Wandlung. Bei meiner ersten Veröffentlichung mußte ich mich noch hauptsächlich gegen den Dynamometamorphismus wenden. Heute scheint man beinah schon rückständig, wenn man noch an einen Granit, im alten Sinn, glaubt? Vielleicht können Untersuchungen in der Oststeiermark gerade wegen ihrer Eigenart, von Nutzen, und geeignet sein auf den goldenen Mittelweg zu führen.

Aussprache: SCHMIDT, DRESCHER.

Über besondere Grenzflächenvorgänge an Kristallen

Von

H. SEIFERT,

Berlin

Neben die 3- und die 2-dimensionale Strukturanalogie von zwei Kristallstrukturen, die als Ursache von echter und von anomaler Mischkristallbildung sowie von regelmäßigen Verwachsungen angesehen werden, ist in letzter Zeit in sicheren Beispielen an heteropolaren Strukturen die eindimensionale Strukturanalogie mit der gleichen Folgeerscheinung von regelmäßiger Verwachsung bis zur molekulardispersen Einwachsung in anomalen Mischkristallen auf Grund eindimensionaler Keiminduktion getreten (H. SEIFERT, dies. Fortschr. **22**; Z. Krist. **96**, **99**; W. HEINTZE, Z. Krist. **97**)¹⁾. Dabei mußte diese eindimensionale Analogie etwas gefaßt werden, als sie bisher wohl gemeint war; es handelt sich um Ionenketten $+ - + - \dots$, die auch zickzackförmig in einer Struktur verlaufen können mit nur allgemein rationaler Richtung (streng gleichionig besetzten Gitterlinien entsprechend) und so, daß die polaren Partner wellige aktive Grenzflächenanteile bestimmen.

Die Auffindung solcher Fälle wurde herbeigeführt durch Einführung einer geänderten Betrachtungsweise, die der bisherigen statischen Theorie der Verwachsungen gegenüber als dynamische bezeichnet wurde. Die Grenzflächenvorgänge selbst werden in den Vordergrund gestellt: es wird versucht, in enger Anlehnung an die Ansätze von J. N. STRANSKI die Wachstumskinetik an der Grenzfläche bis zu den einzelnen molekularen Anlagerungsschritten herunter und daraus auch die Art der Anlagerung fremder Partikel zu erfassen. Da im allgemeinen noch keine exakten Ansätze über die relativen Anlagerungsenergien aller Wachstumsörter gemacht werden können, muß eine qualitative die strenge Betrachtungsweise ersetzen. Wegen des mit der Entfernung auch rasch erfolgenden Abfalls der Coulombschen Gitterkräfte darf dabei so vorgegangen werden, daß nur nächste Gitternachbarn berücksichtigt werden, d. h. wesentlich nur die Ionen einer dünnen Δ -Grenzschicht (P. NIGGLI). Anschaulich zeigt sich deren Zahl und Art, wenn man sich der Kugelpackungsdarstellung bedient, unter Verwendung der üblichen Ionenradien, in die ja die benötigten Ioneneigenschaften bildmäßig eingehen; es sind dann alle diejenigen, die bei Projektion auf die gewünschte

¹⁾ Die inzwischen erfolgte Untersuchung der sichtbaren Absorptionsspektren des in fremden Kristallstrukturen eingebauten MnO_4^- -Ions (J. TELTOW in Göttingen, Z. phys. Chem. B **40** (1938)) kann in ihren Ergebnissen, wesentlich der scharfen Linienstruktur der aufgelösten Teilbanden und Dichroismus, nicht unterschiedlich für echte wie anomale Mischkristalle (Beispiele $\text{KMnO}_4 \cdot \text{KClO}_4$ und $\text{KMnO}_4 \cdot \text{KClO}_3$), gedeutet als molekulardisperse Einlagerung in einheitlicher Umgebung, als Beweis für meine Theorie von der molekulardispersen Verteilung einer Gastkomponente in derartigen anomalen Mischkristallen und für den „erweiterten Fällungssatz“ (dies. Fortschr. **22**) angesehen werden. — Interessanterweise verhalten sich optisch die „GRIMMSCHEN“ Mischkristalle vom Typus $\text{KMnO}_4/\text{BaSO}_4$ anders!

Grenzfläche noch mit unbedeckten Anteilen sichtbar, also nicht vollständig abgeschirmt sind. Hinsichtlich einer regelmäßigen Verwachsung kommt es dann wesentlich auf einen Vergleich der Felder der beiderseitigen Grenzflächen an; es zeigt sich dann, ob ein Fortwachsen „mit anderen Mitteln“ auf Grund einer entsprechend möglichen Keiminduktion erlaubt ist oder nicht. Bei dieser Methodik hat sich nun eben gezeigt, und zwar in Fällen niederer Kristallsymmetrie, daß die Vorstellung einer Maschenanalogie, ins statische Bild übertragen, versagt und nur noch Keiminduktion in linearen Bezirken (molekularer Breite) vorliegen kann.

Ersichtlich werden unter die Fälle mit eindimensionaler Struktur analogie die irrationalen Verwachsungen gehören, d. h. diejenigen, für die bisher die Beschreibung als eine solche nach rationaler Kante (mit irrationaler Verwachsungsebene) formalgeometrisch gewählt werden konnte. (Auf die Bedeutung dieser Betrachtungen für Zwillingbildung wurde schon früher hingewiesen: doch konnte noch kein Beispiel daraufhin näher geprüft werden.) Daß es dabei zu schiefen Auf- bzw. Einwachsungen kommen kann, wobei wegen der Eigenschaften der Grenzflächen keine beliebige tangentielle Ausbreitung der Gastkomponente an der zugleich wachsenden Grenzfläche des Trägers erfolgt, scheint fast selbstverständlich.

Es wurden einige weitere hierhergehörige Beispiele aus dem Gebiete der Verbindungen ABX_3 besprochen.

Gegenseitige Aufwachsung und Bildung optisch gestörter rhomboedrischer anomaler Mischkristalle von KNO_3 und $KClO_3$ — interessant ist hier die ausgezeichnete stabilisierende Wirkung von $KClO_3$ auf die labile rhomboedrische Modifikation von KNO_3 (selektive Adsorption bereits im Keimbildungsstadium!) — können noch durch eine 2-dimensionale Struktur analogie der Wachstumsflächen beider Kristallarten erklärt werden, wobei in bekannter Weise die Strukturlinien $[100]$ eine Rolle spielen. Doch ist es schon hier zweckmäßig, wie es auch durch einige feinere genetische Erscheinungen im Experiment nahe gelegt wird, auf die nur 1-dimensionale Analogie zickzackförmiger Ionenketten $[010]_{KClO_3}$ und $[0001 \wedge 10\bar{1}1]$, d. h. von der Richtung der langen Diagonale des Rhombus $(10\bar{1}1)$, zurückzugreifen; es ist

$$b_{KClO_3} = 5,58 \text{ \AA} \sim d = 5,38 \text{ \AA}^1).$$

Für die Aufwachsungen von $NaNO_3$ auf der Spaltfläche (001) des Barytocalcits, dem auch eine monoklin deformierte Kalkspatstruktur zuzusprechen ist, erscheint diese genetische Deutung schon als die einzig sinnvolle.

Am Beispiel des Plumbocalcits, für den kürzlich W. SIEGL (Z. Krist. 99) primäre anomale Mischkristallbildung sehr glaubhaft machte, läßt sich besonders eindringlich der Einbau der Gastkomponente $PbCO_3$ (Cerussit) im Grundgitter Kalkspat auf Grund einer eindimensionalen Struktur analogie darlegen. Man findet als maßgeblich für die Keimwirkungskatalyse der Grenzfläche die Analogie der den Aufbau des Typus Aragonit bestimmenden Ketten $// [100]$ mit der schon benutzten

$$a_0 = 5,17 \text{ \AA} \sim d = 5,38 \text{ \AA}$$

und ähnlichen Aufbau molekular breiter Streifen derart, daß

$$(032)_{PbCO_3} \sim // (10\bar{1}1)_{CaCO_3}.$$

Bei der sich ergebenden schiefen Anlagerung wird auch eine Lückenbildung plausibel, wie sie schon SIEGL wegen der erstaunlich niedrigen Dichten der Plumbocalcite annehmen mußte.

¹⁾ Nach Vorversuchen auch zwischen $NaNO_3$ und $KClO_3$ möglich.

Auf interessante Fälle aus Systemen $ABX_3 - ABX_4$ konnte nur andeutungsweise eingegangen werden. Die experimentell gefundenen regelmäßigen Aufwachsungen von $KMnO_4$ (z. T. auch schon $KClO_4$) auf beiden Modifikationen von KNO_3 haben eine allgemeine Bedeutung, nämlich für die früher ausgesprochene These von der geochemischen Tarnung der Perchlorsäure im Chilesalpeter nach dem Bauprinzip anomaler Mischkristalle. Es ist wahrscheinlich, daß als Wirt-Komponente der Kali-, nicht der Natronsalpeter in Frage kommt, wie denn entsprechende Versuche mit $KClO_4$ und $NaNO_3$ bisher immer ergebnislos waren (WETZEL, unveröff. Beob. von HEINTZE). — Es ist dabei noch folgendes bemerkenswert. Die Verwachsungen sind schwer zu erzielen und wurden erhalten nur an einem ganz bestimmten Zeitpunkt und Ort in dem primitiv erscheinenden Tropfenversuch u. d. M., der jedoch eine große Serie von Zuständen in schneller Folge lehrhaft zu überblicken gestattet: an letzten Restkristallisationen am Tropfenrand, wo bei höchster Konzentration mit großer Geschwindigkeit aus kapillar dünnen Häuten eine synchrone Kristallisation erfolgt. Dieser Zustand ist aber gerade das Analogon zu den komplizierten, täglichen Umkristallisationen im Salzschnitt der Salpeterwüste.

Aussprache: STEINMETZ, NEUHAUS.

A. NEUHAUS führt aus:

1. Der Vortragende bezeichnete das Vorhandensein von 3-dimensionaler Strukturanalogie als Ursache für normale Mischbarkeit, das Vorhandensein von 2-dimensionaler als Ursache für anomale Mischbarkeit. — U. möchte demgegenüber darauf hinweisen, daß neuere Arbeiten über die anomalen Mischsysteme der Eisensalmiakgruppe gezeigt haben, daß zwischen den Komponenten dieser z. Z. wohl am besten untersuchten und bekannten Gruppe von anomalen Mischsystemen zweifelsohne 3-dimensionale Strukturbeziehungen bestehen (NEUHAUS, Z. Krist. **97**. 28—58 und 112—142).

2. Bei der Behandlung anomaler Mischsysteme hat man sich bisher im wesentlichen darauf beschränkt die Inkommensurabilität der fraglichen chemischen Formeln, d. h. der geometrischen Seite der Partnerstrukturen zu betonen und zu untersuchen. Das ist für echte Mischkristalle, wegen der automatischen Koppelung der Bindungsart an den zugehörigen Gittertyp auch hinreichend (s. jedoch w. u.), gilt jedoch nicht mehr für die Partner anomaler Mischkristalle. Bei ihnen sind außer der mehr oder weniger großen Verschiedenheit der chemischen Formeln also der Atomanordnungen auch starke Verschiedenheiten der Bindungsarten, also der Atomzustände zu berücksichtigen. Es lassen sich demgemäß 3 Gruppen von anomalen Mischsystemen unterscheiden:

1. Inkommensurabilität der chemischen Formeln der Partner und ihrer Bindungsarten z. B. Eisensalmiakgruppe: Augit-Titaneisen; Pyrit-Zinkblende.

2. Inkommensurabilität der chemischen Formeln der Partner bei gleichem Typ der Bindekräfte z. B. Pyrit-Kupferkies (Zinnkies?): Tetradymit-Bleiglanz.

3. Stark abweichende Bindungsart bei analoger bzw. polymer-analoger chemischer Formel also Anordnungsmöglichkeit. Hierher wären z. B. die Systeme $ZnS-FeS$, $ZnS-CuFeS_2$ und $ZnS-Cu_2FeSnS_4$ zu zählen, die bei der bisherigen Klassifizierung nur nach der Gittergeometrie zwar allgemein als normal-isomorph bezeichnet wurden, deren Eigenschaften aber ebensowohl mit der hier vorgeschlagenen Zuordnung zu den anomalen Mischkristallen

verträglich wären (vgl. auch NEUHAUS, Chem. d. Erde **12**, 23—41; diese Fragen werden weiter bearbeitet).

H. SEIFERT erwidert:

Zu 1. Es wurde im Vortrag zwecks Abkürzung vermieden, im Beispiel des Plumbocalcits für die Komponenten in der Nähe des linearen Keimbildungsbezirks vorhandene, gewisse Analogien in der Ionenanordnung auch für die dritte Dimension aufzuzeigen. Ich halte derartige Analogien nicht für wesentlich, wenn sie auch für gewisse Typen formal herauschälbar sind; es ist mir dies bereits zu statisch gedacht. Man vergleiche auch frühere kritische Bemerkungen zu dieser Frage, z. B. hinsichtlich des Systems KCl—PbCl_2 im Bericht in dies. Fortschr. **22**.

Zu 2. Die kürzlich erfolgte Überschau des Gesamtgebiets zeigt so große Lücken in den Erfahrungen, daß eigene experimentelle Untersuchungen in bewußter Beschränkung bei Systemen stehen blieben, die gleichen Bindungszustand der Teilhaber aufweisen. Was von anderen damals bekannt war, wurde aber natürlich in jenem Bericht berücksichtigt. Die letzten Arbeiten von Herrn NEUHAUS waren noch nicht erschienen. Damit, den Begriff der anomalen Mischkristalle auf Systeme mit unterschiedlichem Bindungszustand zu beschränken, bin ich nicht einverstanden. Neue Ordnungsversuche — sie gehörten nicht zum Thema — sind immer zu begrüßen.

Über einen vergessenen Versuch aus der Kristalloptik

Von

H. STEINMETZ,
München

Der Redner zeigt eine einfache Versuchsanordnung, die den Nachweis erbringt, daß bei der visuellen Betrachtung der beiden Bilder irgendeines Lichtsignales durch ein Calcitspaltungsstück die ins Auge gelangenden Strahlen sich im Kalkspat kreuzen müssen. Das Schema des Strahlenganges ist im Jahre 1885 in den Vorlesungen über theoretische Optik von FRANZ NEUMANN auf Seite 114 angegeben, wenn auch ohne weitere Beziehung zum Versuch. Merkwürdigerweise hat noch kein Mineralogie- oder Physikbuch auf diese für das Verständnis der grundlegenden Tatsachen oder Kristalloptik so wichtige Erkenntnis hingewiesen. In der Diskussion macht Herr S. RÖSCH darauf aufmerksam, daß der „Versuch von Monge“, der in BILLETTS *Traité optique physique*, Paris 1858, 1, 280 beschrieben ist, mit dem gezeigten Versuche identisch ist. Die in Vergessenheit geratene Kenntnis der dargestellten Verhältnisse ist also noch viel älter, als von dem Bericht-erstatte angenommen worden war.

Aussprache: RÖSCH.

Ultrabasische Eruptivgesteine aus Ungarn

Von

S. v. SZENTPÉTERY,
Szeged

In Nordungarn, im Bükkgebirge, kommen mannigfaltige ultrabasische Eruptivgesteine vor, welche sich am Rande der hiesigen Gabbroidmasse, als typische Differenzierungsprodukte ausbildeten. Im Laufe der Differenzierung haben sich aus dem Gabbroidmagma, neben dem herrschenden Gabbro und Diabas, wenig aber überaus wechselvolle saure und ebenfalls mannigfach zusammengesetzte ultrabasische Teile gebildet. Die Anzahl der entstandenen Gesteinsarten ist sehr groß.

Die Ultrabasite bilden hauptsächlich im südlichen Teile der Gabbromasse einen ziemlich dicken Rand. Ihr herrschender Teil ist Peridotit, ihr kleinerer Teil ist Pyroxenit, wenig ist der Hornblendit. Der Peridotit und Pyroxenit kommen in den meisten Fällen selbst in der Ultrabasitrinde gemeinsam vor, der Hornblendit aber bildet meist in sich allein im Gabbro Schlieren und Schliergänge, aber er erscheint, obzwar selten, auch mit den Vorigen zusammen. In solchen Schlieren kommen im Gabbro sowohl der Peridotit als auch der Pyroxenit sehr selten vor und meist nur jene ihrer Arten, welche gegen den Gabbro neigen. In der Ultrabasitmasse kann man an einzelnen Stellen schlierige Ausbildung auch wahrnehmen, obzwar sie infolge der vielfachen Verwerfung und Zertrümmerung sehr verwaschen ist.

All dies kann man im Gebirge neben dem Dorfe Szarvaskő im Vaskapuer Stollen und im tiefen Aufschluß des Baches namens Majorlápa am besten beobachten. Der erstere liegt in der Ultrabasitmasse, der letztere durchschneidet aber den Rand der Gabbroidmasse von seiten der ultrabasischen Ausscheidung.

Die wechselvollen Glieder der sich entwickelten Peridotite und Pyroxenite übergehen ebenso ineinander, wie auch in den angrenzenden Gabbro, aus welchem sie sich infolge der Anhäufung der femischen Bestandteile entwickelt haben. Der Übergang ist in jeder Richtung stufenweise, manchmal sehr langsam, in anderen Fällen rasch, aber überall nachweisbar. Es ist auch bei den Schlieren und Schlierengängen des Hornblendits vorhanden. Dieser Übergang ist nicht nur auf Grund der geologischen Verhältnisse nachweisbar, aber es bestätigt sich sowohl die mineralische als auch die chemische Zusammensetzung. Dies bezeugt auch die große Serie der Übergangsgesteine (Gabbroperidotit, Gabbropyroxenit, Gabbrohornblendit, Peridotithornblendit, Hornblenditpyroxenit, Pyroxenitperidotit usw. usw.).

Wenn wir das ganze Vorkommen im großen betrachten, sehen wir, daß die petrographische Mannigfaltigkeit sowohl der erwähnten (Gesteinsfamilien (besonders aber die der Peridotite und Pyroxenite), als auch binnen dieser die der Arten und der Abarten hauptsächlich das quantitative Verhältnis der drei femischen Hauptmineralien (Olivin, Pyroxen, Hornblende) zueinander,

selten das Fehlen eines derselben, gibt und bestimmt. Reine Typen kommen hauptsächlich bei den Hornblenditen vor, die Peridotite und Pyroxenite sind meistens Übergangstypen.

Außer dem gewöhnlich reichlichen Titanomagnetit kann man den Olivin im allgemeinen den wichtigsten Gemengteil nennen, welcher nicht nur im Peridotit herrscht, sondern auch eine bedeutende Rolle in den meisten Pyroxeniten spielt und sogar auch in einzelnen Arten der Hornblendite vorkommt. Im allgemeinen ist ein geringerer, aber sozusagen beständigerer Gemengteil in den Gliedern aller drei Gesteinsfamilien die gemeine braune Hornblende, welche in kleinerer größerer Menge sowohl im Peridotit, wie auch im Pyroxenit beinahe immer zu finden ist. Der Ortho- und Klinopyroxen (Hypersthen, Bronzit, Diopsid, Diallag, Augit) ist ebenfalls an den meisten Stellen in herrschender, oder in untergeordneter Menge, oder wenigstens in Spuren zu finden.

Nur an einzelnen Stellen vermehrt sich der Biotit, hauptsächlich in den Hornblenditen, selten in Pyroxeniten, so auch der Apatit. Der Plagioklas kommt in kleiner Menge und sporadisch in allen drei Gesteinsgruppen vor, in den sich gegen den Gabbro neigenden Abarten natürlich in größerer Menge. Es ist interessant, daß der Feldspat der Hornblendite saurer Plagioklas (um Ab_{65}) ist. Sowohl der Apatit, als auch der Feldspat sind jüngere Ausscheidungen als der Pyroxen oder die Hornblende. Von den primären Erzen fungiert außer dem herrschenden Titanomagnetit noch der Magnetit, der Ilmenit, der Hämatit und der Chromit. Die Menge des Zirkon, des Rutil und des Pikotit ist immer gering.

Nachdem diese alten (triadischen?) Gesteine den metamorphosierenden Wirkungen so ziemlich ausgesetzt gewesen waren, ist die große Anzahl der sekundären Mineralien ganz natürlich, obzwar auch vollkommen frische Gesteine reichlich vorhanden sind. Unter diesen sekundären Mineralien erwähne ich als erstes den Titanit (Sphen), welcher teilweise aus der Wechselwirkung des Stoffes des Titanomagnetits und der Hornblende, teilweise aus dem Stoffe der Hornblende selbst entstand, teilweise eventuell perimagmatischen Ursprunges ist. Manchmal ist seine Menge, besonders in den Hornblenditen so groß, daß obzwar er ein sekundäres Mineral ist, man ihn bei der Benennung des Gesteins doch in Betracht nehmen muß (Titanithornblendit, Titanitit usw.). Manchmal ist die Menge des Chlorits (Pennin, Klinochlor, Orthit), sowie auch die des Prehnits und des Serpentin (Iddingsit, Chrysotil, Bastit) ebenfalls groß. Geringer ist die Menge des Pyrits (nur stellenweise vermehrt er sich), des Granats, des Steatits, des Quarzes, des Calcites usw. usw.

Separat erwähne ich noch die stellenweise eine große Rolle spielenden sekundären Amphibole; solche sind: der grüne Amphibol (eine primäre grüne Hornblende habe ich in diesen Ultrabasiten überhaupt nicht gefunden), der Uralit, der Aktinolith, Smaragdit, Tremolit und Asbest. Die flecken- oder zonenweise Vergrünung oder Verblässung bis zur völligen Entfärbung der primären braunen Hornblende kann man besonders in den Hornblenditen gut studieren.

Auf Grund sowohl der mineralischen als besonders der chemischen Zusammensetzung hat sich bestätigt, was auch aus dem geologischen Vorkommensverhältnis offenkundig war, daß der Peridotit und der Pyroxenit im Bükk viel näher zueinander stehen als zum Hornblendit.

Wenn wir jetzt die chemischen Mittelwerte der Ultrabasite des Bückgebirges mit denen jener verwandten Gesteine, welche W. E. TRÖGER und H. ROSEBUSCH als Beispiele mitteilten, vergleichen — [den Mittelwert von 14 Analysen des Hornblendits des Bückgebirges (3) vergleiche ich mit dem Mittelwert der in TRÖGERS (1, 286 u. 288, Analysen Nr. 701—715) und ROSEBUSCHS (2, 259, Analysen Nr. 1—3, 6—8, 11—13) Werken auffindbaren 23 Hornblenditanalysen; den Mittelwert von 10 Analysen des Bükker Pyroxenits (5) vergleiche ich mit dem Mittelwert der in TRÖGERS (1, 278, Analysen Nr. 675, 679—686) und ROSEBUSCHS (2, 255, Anal. Nr. 1—12) Werken auffindbaren 20 Pyroxenitanalysen. Der Mittelwert von 7 Analysen des Bükker Peridotits (3) vergleiche ich mit dem Mittelwert der in TRÖGERS (1, 296, Anal. 724—739) und ROSEBUSCHS (2, 248, Anal. 1—7, 9—15, 19) Werken befindlichen 25 Peridotitanalysen] — erhalten wir folgendes Bild:

Mittelwerte der Originalanalysen:

Hornblendit			Pyroxenit		Peridotit	
Bück	Tr.-R.		Bück	Tr.-R.	Bück	Tr.-R.
14 Analysen	23 Analysen	10 Analysen	20 Analysen	7 Analysen	25 Anal.	
SiO ₂	38,63	42,60	33,31	46,81	30,20	40,54
TiO ₂	6,24	1,92	10,44	0,89	9,49	1,24
Al ₂ O ₃	8,07	9,15	3,29	5,70	2,66	4,15
Fe ₂ O ₃	7,46	6,63	8,79	4,92	8,80	3,13
FeO	15,14	9,18	21,30	7,72	29,33	14,19
MnO	0,47	0,40	0,66	0,12	0,32	0,34
MgO	10,11	14,02	10,98	19,69	13,25	27,56
CaO	10,28	10,24	8,97	12,49	4,41	4,20
Na ₂ O	1,42	2,12	1,01	0,42	0,69	0,55
K ₂ O	0,17	0,86	0,10	0,16	0,03	0,50
P ₂ O ₅	0,23	0,36	0,00	0,03	0,04	0,09
+H ₂ O	1,39	1,85	0,69	1,26	0,57	2,18
-H ₂ O	0,46	0,28	0,32	0,03	0,09	0,14
Sonst.	0,01	0,37	—	0,07	—	1,38
100,08	99,98	99,86	100,31	99,88	100,13	

Die neueren Analysen der Bükker Ultrabasite stammen größtenteils von Herren Oberdirektor Dr. K. EMSZT und Dipl.-Ing. Chem. E. POLNER.

Die Mittelwerte der Molekularprozent:

	Hornblendit		Pyroxenit		Peridotit	
	Bükk	Tr.-R.	Bükk	Tr.-R.	Bükk	Tr.-R.
SiO ₂	40,91	43,86	35,03	44,81	31,62	38,57
TiO ₂	4,96	1,48	8,23	0,64	7,45	0,89
Al ₂ O ₃	5,03	5,54	2,04	3,21	1,64	2,32
FeO	19,71	13,34	26,17	9,78	32,79	13,76
MgO	16,06	21,05	17,32	28,87	20,81	39,33
CaO	11,67	11,30	10,11	12,80	4,95	4,28
Na ₂ O	1,45	2,11	1,03	0,39	0,70	0,51
K ₂ O	0,11	0,57	0,07	0,10	0,02	0,30
P ₂ O ₅	0,10	0,15	—	—	0,02	0,04
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Aus den Originalanalysen und aus den Molekularprozenten ist ersichtlich, daß die Ultrabasite des Bück einen speziellen Charakter besitzen, welcher mit den charakteristischen Zügen der hiesigen gleichalterigen Eruptivgesteine (Diabas, Gabbro usw.) übereinstimmt. Auf Grund der charakter-

ristischen Züge ist die Szarvaskőer Gegend ein wahrhaft separatstehendes Gesteinsgebiet. Diese Züge: verhältnismäßig große Basizität, die große Menge der Titansäure und Eisenoxyde, die verhältnismäßig geringe Menge der Magnesia, das starke Herrschen des Natrons unter den Alkalien. Von den in der Literatur als Beispiele angeführten Ultrabasiten sind den Gesteinen des Bükk gegenüber anzuführen: Die um vieles größere Menge der Kieselsäure und Magnesia, die bedeutend kleinere Menge der Eisenoxyde und Titansäure, die verhältnismäßig große Steigerung des Kali bei den Alkalien dem Natron gegenüber. Eine auffallende Erscheinung ist, daß wenn wir einerseits die Werte der Kiesel- und Titansäure miteinander, andererseits die Werte der FeMg-Oxyde miteinander addieren, finden wir bei den Bükker und bei den verwandten Gesteinen zueinander sehr nahestehende, oder wenigstens ähnliche Werte. Daß das Eisen die Magnesia teilweise vertritt, das beweisen auch die chemischen Analysen der separierten Hornblendekristalle. (Diese werde ich später mitteilen.) Die Menge des Kalks ist, die Pyroxenite ausgenommen, in beiden Gruppen (in den Bükker und verwandten Gesteinen) beinahe identisch.

Die Entstehungsverhältnisse der Bükker Ultrabasite habe ich in meinen unten erwähnten Abhandlungen (3—5) bereits detailliert besprochen, so daß ich hier nur das erwähne, daß die speziellen Eigenschaften der Bükker Gesteine auf die Eigenschaften des ursprünglichen, genügend basisch annehmbaren Gabbroidmagma und dessen eigentümliche Differenzierung zurückgeführt werden können. Das ursprüngliche Magma, wie es sämtliche daraus entstandene Gesteine beweisen, konnte reich an Natron, Eisenoxyden und Titansäure, verhältnismäßig arm an Kieselsäure, Magnesia und Kali sein. Bei der magmatischen Spaltung führten die Alkalien den großen Teil der Tonerde und der Kieselsäure mit sich, welche sich so in den Aziditen und Mesiten konzentrierten, unter welchen in einzelnen die Menge der Kieselsäure über 80 % ist, wie in einzelnen leukokraten Schizolithen (obzwar ich die Ultragrenzglieder: z. B. die Feldspatquarzitgänge nicht hierher rechne). Die basischen Komponente aber haben bei der Schweredifferentiation den größeren Teil der Titansäure mit sich geführt, welche sich mit den FeMg-Oxyden zusammen in die Basite und Ultrabasite konzentrierte. So z. B. beträgt die Menge der Titansäure in einem Tilait (Gabbroperidotit) 23.16 %, die Menge der Kieselsäure aber, die erzigen Ausscheidungen nicht gerechnet, sinkt in einzelnen Peridotiten unter 23 %. Ich erwähne noch, daß während in den Hornblenditen die Menge der Phosphorsäure oft bedeutend, in einzelnen geradezu groß ist, man dieselbe in den Pyroxeniten selbst in Spuren nur selten nachweisen kann.

In den gabbroiden Produkten des Bükk kann man die Differenzierung im allgemeinen eine normale nennen, ja sie ist sogar auch in diesen Ultrabasiten noch zu erkennen. In den Hornblenditen ist mit der größeren Menge der Kieselsäure zusammen mehr Tonerde und Alkalia zugegen, als in den weniger Kieselsäure enthaltenden Pyroxeniten, aber am wenigsten von diesen Komponenten ist in den basischesten Gliedern, in den Peridotiten. Die Menge des Eisens und der Magnesia aber wächst mit der Verminderung der Kieselsäure. Interessant ist, daß in den Mittelwerten der Gesteine des Bükk die Menge des Kalkes mit der Verminderung der Kieselsäure zusammen abnimmt. Aber dies scheint nur im großen so zu sein, denn wenn wir einzelne Ultrabasite des Bükk separat untersuchen, dann sehen wir, daß

die Verminderung der Kieselsäure auf die Menge des Kalkes nicht immer maßgebend ist.

Nachdem ich die sich auf die ultrabasischen und basischen Gesteine des Bükkgebirges beziehende Literatur in meinen neuesten Arbeiten eingehend besprochen habe, erwähne ich jetzt nur jene, auf welche hier eben eine Berufung stattgefunden hat:

1. W. E. TRÖGER, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
2. ROSENBUSCH-OSANN, Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1923.
3. S. v. SZENTPÉTERY, Szarvaskőer Hornblendite m. ausf. Physiographie. Acta ch. mineralog. ph. VI, 175—250. Szeged 1938.
4. —, Magmatischer Werdegang und Petrochemie der Gesteine der Gabbroidmasse vom Bükkgebirge usw. Chemie der Erde VII, 351—382. Jena 1932.
5. —, Pyroxenite aus dem Bükkgebirge. Handschrift.

Beurteilung des Durchschnittswertes von Proben bei petrographischen Analysen

Von

E. O. TEUSCHER,

Freiberg i. Sa.

Eingangs wurde darauf hingewiesen, daß nach zwei grundverschiedenen Methoden ausgelesenes Material für Gesteinsuntersuchungen als Probe bezeichnet wird. Man kann den Unterschied zwischen beiden Proben am besten durch die Bezeichnungen **Sammelprobe** und **Stückmuster** herausstellen.

Für die **Sammelprobe**, die nach einem Probenahmeplan oder durch „willkürliches“ Aufsammeln und Mitteln sehr großer Materialmengen gewonnen wird, ist die Wiedergabe eines Durchschnittswertes ohne weiteres sichergestellt. In strittigen Fällen wird man kritische Überprüfungen des Durchschnittswertes durch Kontrollproben ausführen müssen, die in möglichst übereinstimmender Weise wie die Vergleichsprobe analysiert werden. Die Erfahrung hat gezeigt, daß auftretende Differenzen viel zu häufig auf Mängel der Probenahme oder der Analyse zurückgeführt werden, während in Wirklichkeit viele Fehlerquellen in der Zerkleinerung und dem Vierteln der Proben zu suchen sind.

Bei **Stückmustern** fehlt dagegen der Ausgleich vorhandener kleiner Inhomogenitäten die gegebenenfalls in den untersuchten Gesteinen vorhanden sind, durch Mittelung. Andererseits ist — durch die Untersuchungsmethoden bedingt — die Größe der Muster z. T. klein. Abweichungen irgendeines willkürlich gewählten kleinen Musters vom Durchschnittscharakter des Gesteins (insbesondere die Abweichungen von der Durchschnittszusammensetzung) sind häufig größer als alle Meßfehler bei den gebräuch-

lichen petrographischen Analysenverfahren. Es gibt schon eine ganze Reihe kritischer Aufsätze über die optischen petrographischen Analysenverfahren, so besonders von A. DELESSE, A. ROSIWAŁ, J. HIRSCHWALD, A. JOHANNSEN ¹⁾, sie behandeln jedoch vorwiegend die Genauigkeit und Anwendbarkeit der Meßverfahren: So wurde auf praktischem und theoretischem Wege gefunden, daß die quantitative Verteilung der Mineralanschnitte in der Fläche — festgestellt durch unmittelbares Ausmessen oder durch lineare Integration — genügt, um ein getreues Bild von der volumetrischen Zusammensetzung der Gesteine zu ermitteln. Erst GRENGG wies dann darauf hin, daß die Prüfung der Abweichung eines Stückmusters vom Durchschnittswert wichtiger ist als die Verwendung übertriebener und daher völlig unangemessener Genauigkeit bei der linearen Integration selbst.

GRENGG gibt eine Faustregel, wonach der seltenste für die Analyse eines Gesteins bedeutsame Gemengteil in der „Elementarfläche“ 100 mal enthalten sein müsse. Die Seite des „Elementarquadrats“ wird gleich der mittleren Länge der linearen Mengenindikatrix gewählt, von der die seltenste wichtige Mineralkomponente 10 mal geschnitten wird. Es empfiehlt sich, diese Faustregel als Anhalt beizubehalten, da die hierdurch vorgeschriebene Größe der zu vermessenden Flächen ausreicht, um eine für petrographische Analysen genügende Annäherung an Durchschnittsverhältnisse zu erzielen.

GRENGG versuchte, auf Grund geometrischer Überlegungen den größten möglichen Fehler abzuleiten, mit dem ein engbegrenztes Stückmuster die Durchschnittsverhältnisse wiedergibt.

Beispiel: Komponente A mit 10 % Volumanteil am Gestein habe eine Seitenlänge $a = 1$ mm (Kante des kubisch gedachten mittleren Kornes von A) bei einem mittleren Abstand der Kornmitten von $d = 3,16$ mm. Dann beträgt der Fehler für einen Elementarwürfel von $31,6$ mm ($= 10 \cdot d$) Kantenlänge nach GRENGG $f = 0,18$, d. h. rd. 20 % bei einem 1000 Körner von A enthaltenden Muster. Konsequent auf die Fläche übertragen, würde die geometrische Ableitung den größten möglichen Fehler $f = \infty$ ergeben müssen, da Flächen denkbar sind, in denen die Komponente A überhaupt nicht angeschnitten ist. Man kommt zu brauchbaren Fehlerwerten i. bez. auf flächenhafte Muster erst, wenn man Homogenität eines Gesteins so definiert, daß die Kornverteilung in Flächenanschnitten — bei ausreichender Mustergröße innerhalb geringer Fehlergrenzen gleich ist.

An Hand zahlreicher durchgeführter Messungen wurde festgestellt, daß die tatsächlichen Fehler, die also wahrscheinlichen, nicht möglichen Fehlern d. Th. entsprechen, erheblich unter den oben angegebenen Größenordnungen liegen. In kornreichen Schliffen war es z. B. möglich, sich unter verschiedenen Winkeln kreuzende Mengenindikatrices von solcher Länge zu legen, daß je 100 Körner eines Bezugsminerals (Quarz) geschnitten wurden. Hierbei ergaben sich nur Abweichungen gegenüber der Durchschnittszusammensetzung des Gesamtschliffes von $\pm 3\%$ ²⁾.

Unter der Voraussetzung, daß nur mit 10 % an der Zusammensetzung eines Gesteins beteiligte Minerale als quantitativ wesentlich zu bezeichnen sind, genügt also im günstigsten Fall ein Dünn- oder Anschliff mit 1000 Kornanschnitten bei einer Analyse von Flächen-

¹⁾ Nähere Literaturangaben siehe auch bei E. O. TEUSCHER, Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine. Min.-petr. Mitt. 44, 1933, 410—421.

²⁾ D. h. es wurde z. B. gefunden ein Gehalt an Quarz von $34 \pm 1\%$.

mustern etwa gleichmäßig körniger Gesteine, um ausreichende Annäherung an Durchschnittswerte zu erzielen ¹⁾).

Wichtiger als die Vermessung übermäßig großer Flächen ist die Untersuchung mehrerer Muster aus verschiedenen Stellen eines für homogen erachteten Gesteinsbereiches. So sollte man bei Übereinstimmung innerhalb der zulässigen Fehlergrenzen zwei bis drei, bei Nichtübereinstimmung noch mehr Muster ausmessen. Auch bei schlierig inhomogenen Gesteinen werden durch Dünnschliff-Integrationen gelegentlich sehr gute Durchschnittswerte erhalten, die Meßflächen müssen selbstverständlich senkrecht zur Ebene von Verschlierungen verlaufen ²⁾).

Der Weg, Zahlen über die möglichen Fehler bei gewissen „Elementarflächen“ abzuleiten, wurde vom Vortragenden völlig gemieden. Von geometrischen Vorstellungen aus über homogene Gesteine kommt man zu stark übertriebenen Größen von möglichen Fehlern, die ein vielfaches der praktisch feststellbaren Abweichungen von Durchschnittswerten betragen. Es ist außerordentlich wichtig, die Größenordnung der Fehler bei völlig homogen gedachten Gesteinen angenähert zu kennen; man muß sich vor allem Rechenschaft ablegen, ob auftretende Meßdifferenzen eine Funktion der Lage vermessener Muster sein können, oder ob die Gesteinspartien, denen die Muster entstammen, im ganzen analysiert eine entsprechende Differenz in der Zusammensetzung ergeben würden. Ein Weg, um bei ungefähr homogenen Gesteinen die reine Abhängigkeit der Meßergebnisse von der Größe der Musterwürfel zu ermitteln, ist die graphische Darstellung der Fehler als Funktion der Meßfläche, wie bereits früher vom Verf. gezeigt wurde ²⁾).

Auf diese empirischen Grundlagen stützt sich das Urteil, daß eine Musterfläche ausreicht zur Feststellung von Durchschnittsverhältnissen in einem Gestein, wenn ihre Größenachse nach der GRENGG-schen Faustregel festgelegt wurde, d. h. wenn sie den seltensten quantitativ wesentlichen Gemengteil noch in rd. 100 Anschnitten enthält.

¹⁾ E. S. LARSEN u. F. S. MÜLLER gaben ähnliche Hinweise in: The Rosiwal Method and the modal determination of rocks. The American Mineralogist **20**, 1935, 260.

²⁾ E. O. TEUSCHER, Quantitative Kennzeichnung der westerzgebirgischen Granite. N. Jb. f. Min. usw., Beil.-Bd. **69**, Abt. A (1935), 415—459. (Insbesondere Abb. 3 u. 7).

Systematik der Eruptivgesteine

Von

E. TRÖGER,
Dresden

Der Inhalt dieses Vortrages erschien als Einführung zu der Abhandlung von E. TRÖGER über Eruptivgesteinsnamen in diesem (23.) Bande der Fortschritte auf S. 41—53 (1938).

Aussprache: LEHMANN, RAMDOHR.

Kotoit, $\text{Mg}_3\text{B}_2\text{O}_6$, ein neues gesteinsbildendes Mineral

Von

TAKEO WATANABE,
Sapporo (Japan), z. Zt. in Berlin

Bei meinen Studien der Gold-Kupfer-Wismut-Vorkommen in der Grube bei Suan auf Korea fand ich in metamorphosiertem dolomitischem Marmor neben Ludwigit ($\text{Mg}_3\text{B}_2\text{O}_6 \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4$), Fluoborit ($\text{Mg}_3\text{B}_2\text{O}_6 \cdot 3 \text{Mg}(\text{F},\text{OH})_2$) und Szaibelyit (HMgBO_3) ein neues Mineral von der Zusammensetzung $\text{Mg}_3\text{B}_2\text{O}_6$. Dieses in der Natur bisher unbekannte Borat findet sich dort in einer Menge von sicherlich über 1000 Tonnen. Ich habe es zu Ehren des verstorbenen Professors Dr. BUNDJIRÔ KOTÔ an der Universität Tokio als „Kotoit“ bezeichnet.

Der Kotoit hat folgende Eigenschaften:

Formel: $\text{Mg}_3\text{B}_2\text{O}_6$.

Chemische Zusammensetzung für Kotoit von Hol Kol: SiO_2 1,32 %, Al_2O_3 0,26 %, Fe_2O_3 0,20 %, MgO 62,78 %, FeO 0,61 %, CaO 0,18 %, B_2O_3 35,20 %, H_2O 0,05 %, Summe = 100,60 %. Theoretisch: MgO = 63,46 %, B_2O_3 = 36,54 %.

Morphologie: rhombisch, feinkörnig (in Marmor).

Kohäsion: Spaltbarkeit (110) vollkommen. Fläche der einfachen Schiebung (101) auf Grund der Zwillingslamellierung, $H. = 6\frac{1}{2}$ D. = 3,11.

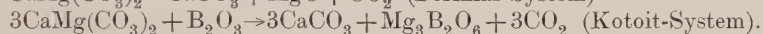
Optische Eigenschaften: farblos, $\alpha = 1,652$, $\beta = 1,653$, $\gamma = 1,673$, $\gamma - \alpha = 0,021$. $(+)2V = 21^\circ$, $\rho > v$, A.E. || (010), $Z = c$.

Phys.-chem. Verhalten: V.d.L. nicht schmelzbar, der Schmelzpunkt des synthetischen Produkts liegt bei etwa 1340°C . Umwandlung in ein faseriges

Mineral, vielleicht Szaibelyit, nicht selten. In kalter stark verdünnter Salzsäure unlöslich: in warmer, konz. Säure löslich. Künstliche Darstellung gelingt durch Zusammenschmelzen von MgO und B_2O_3 sehr leicht.

Röntgenographische Untersuchung: Gitterdimension: $a_0 = 5,41 \text{ \AA}$, $b_0 = 8,42 \text{ \AA}$, $c_0 = 4,51 \text{ \AA}$; $a:b:c = 0,642:1:0,536$; $a:b:c$ (goniometr.) $= 0,6412:1:0,5494$ (MALLARD).

Nach den Beobachtungen im Feld und den petrographischen Untersuchungen ist die Entstehung des Kotoits von Hol Kol pneumatolytisch-kontaktmetasomatischer Natur. Ein granitisches Magma drang in ein Lager von dolomitischem Marmor ein und erstarrte in seinen äußeren Partien zu porphyrischem Granodiorit, in seinen inneren Partien zu Granitporphyr („Suan-Granit“) mit 68 % SiO_2 in der Randfacies und 71 % SiO_2 in der Kernfacies. Während der Kristallisation des Granits schied das Magma die leichtflüchtigen Stoffe B, Cl, F und H_2O aus, die aktiv in das dolomitische Deckgestein eindringen und dort zu reichlichen Skarnbildungen Anlaß gaben. Die Einwirkung der Borsäure auf den Dolomit führte nach folgendem Reaktionsverlauf zur Bildung des Kotoits:



Ist der Dolomit sehr eisenreich, so tritt bei der Borsäure-Kontaktmetasomatose nicht Kotoit auf, sondern die Kombination Ludwigit-Magnetit. Unter hydrothermalen Verhältnissen ist Kotoit nicht mehr stabil; er wandelt sich unter Aufnahme von Wasser und Verlust von Borsäure in Szaibelyit oder Brucit um.

Eine mikroskopische Untersuchung des szaibelyithaltigen Marmors von Rézbánya in Siebenbürgen ergab, daß auch dort Kotoit vorhanden ist. Es konnte festgestellt werden, daß die Kotoite auf Grund ihrer kristallstrukturellen Eigenschaften mit dem synthetischen Magnesiumorthoborat identisch sind.

Aussprache: RAMDOHR.

Aufruf zur Schaffung eines Bilderarchivs der DMG.

Einer Diskussionsanregung gelegentlich der Grazer Tagung folgend, richte ich an alle Mitglieder die Bitte um Unterstützung bei der Herstellung eines Bilder-Archivs der D.M.G.¹⁾ Ich bin bereit, zunächst die Sammel- und Ordnungsarbeit zu übernehmen, und hoffe, bei der Tagung 1939 der Gesellschaft schon einen ansehnlichen Grundstock übergeben zu können.

Der Inhalt des Archivs soll zunächst beschränkt werden auf Photographien und Skizzen, die gelegentlich der sämtlichen bisherigen Tagungen der D.M.G. angefertigt wurden, soweit sie von allgemeinem Interesse sind, und zwar morphologisch oder geologisch-petrographisch charakteristische Landschaft- und Aufschlußbilder, Photographien bemerkenswerter Fundstücke und gute Porträt- und Gruppenaufnahmen der Tagungsteilnehmer.

Nach vielerlei Rücksprachen ergibt sich als aussichtsreichster Weg zu diesem Ziel folgender: Ich bitte jeden, der während der diesjährigen Tagung Aufnahmen gemacht hat, die im obigen Sinn brauchbar erscheinen, je ein Exemplar (gutes Positiv, möglichst auf Glanzpapier, Format beliebig, jedoch nach Möglichkeit zwischen 6:9 und 9:12 cm) kostenlos an mich einzusenden; Bilder, die ich nicht in das Archiv aufnehmen (weil Doppelstück oder bessere Aufnahme verfügbar), werden zurückgegeben. Dem Abzug soll rückseitig oder auf besonderem Blatt genaue Beschriftung (Datum, Bildinhalt, Besitzer des Negativs) beigegeben werden. Zeichnungen, Kartenskizzen, Profile u. dgl. werden leihweise zur Photokopie erbeten, und gehen unbeschädigt dem Eigentümer wieder zu. Begrüßenswert ist es, wenn gleichzeitig auch Bilder von früheren Tagungen (gleichgültig, welcher!) eingesandt werden.

Das jeweils vorhandene gesamte Material soll bei den Tagungen zur allgemeinen Besichtigung ausgelegt werden; wer dann irgendwelche von den Bildern zu erwerben wünscht, kann sich an den jeweils genannten Autor wenden, um dessen Lieferbedingungen zu erfragen.

Nur durch solche kleinen Opfer des Einzelnen und Mitarbeit aller können wir hoffen, zu einer wertvollen Sammlung zum Nutzen aller zu gelangen.

¹⁾ Das durch ein Rundschreiben nach der Breslauer Tagung 1927 durch JOHNSEN ins Leben gerufene Archiv, zu dem Druckschriften und Bildnisse erbeten wurden, scheint nicht zustandegekommen zu sein oder nicht mehr zu existieren.

S. RÖSCH, Wetzlar,
Adolf Hitler-Anlage 1.

Datensammlung zum Mineralbestimmen mit Röntgenstrahlen

Teil I

Von

Martin Mehmel,

Rostock

I. Einleitung

Die außerordentlich rasche Entwicklung der röntgenographischen Arbeitsmethoden im Verlaufe der letzten 26 Jahre und ihre günstige Aufnahme in weiten Kreisen der Mineralogie und der angewandten Mineralogie bedingen, daß dieses Wissensgebiet schon heute in den reichhaltigen Schatz der physikalischen Arbeitsmethoden der Mineralogie eingereiht werden muß. Eine Reihe namhafter deutscher Mineralogen hat schon sehr bald nach der Entdeckung der Interferenz der Röntgenstrahlen an Kristallen durch MAX VON LAUE deren Bedeutung erkannt und bahnbrechend an der Entwicklung und dem Ausbau mitgearbeitet. Namen wie diejenigen von RINNE, JOHNSEN, GROSS und SCHIEBOLD sind unlösbar mit dem methodischen Ausbau der Röntgenographie verknüpft. Die Kristallographie erhielt eine ganz neue Betrachtungsform der Kristalle. Die kristallstrukturellen Untersuchungen führten zu grundlegend neuartigen Anschauungen über den chemischen Aufbau der Kristalle. Die Gesetzmäßigkeiten der Mischkristallbildung und der Verwachsungen konnten auf exakter experimenteller Grundlage entwickelt werden. Die Begriffe der Isomorphie, Polymorphie und Morphotropie haben auf Grund der kristallstrukturellen Untersuchungen eine festere Form bekommen. Die mühsame Kleinarbeit der Strukturbestimmungen der Silikate, die zum großen Teil von W. H. und W. L. BRAGG und ihren Schülern durchgeführt wurde, fand schließlich ihre Krönung in einer Systematik dieser an sich sehr komplizierten Verbindungen. Von deutscher Seite wurden die BRAGG'schen Vorschläge noch weiter ausgebaut von MACHATSCHKI, SCHIEBOLD und STRUNZ, so daß man heute ein ziemlich abgerundetes Bild über

die Silikate auf kristallstruktureller und kristallchemischer Grundlage besitzt.

Es würde zu weit führen, wenn man alle Erkenntnisse der Kristallographie und Mineralogie aufzählen wollte, die diese den röntgenographischen Arbeitsmethoden verdanken. Es wäre andererseits aber ungerecht, wenn man nicht erwähnen würde, daß auch die Petrographie gewisse, wenn bisher auch nur wenige Erkenntnisse aus der Anwendung röntgenographischer Methoden geschöpft hat. Die grundlegenden Arbeiten von SCHIEBOLD und SACHS auf dem Gebiet der verformten Metalle gaben SANDER den Ansporn, die hierbei gewonnenen Erkenntnisse und Erfahrungen auf einzelne Teilgebiete der Gefügeregelung anzuwenden. Auf diese Weise hielten zum ersten Male die Röntgeninterferenzmethoden ihren Einzug in die Petrographie.

Von grundlegender Bedeutung ist die Anwendung der röntgenographischen Arbeitsmethoden in der Sedimentpetrographie geworden. Namentlich auf dem Gebiet der tonigen Sedimente konnten hierbei Ergebnisse von größter Tragweite erzielt werden. Ein erheblicher Anteil der die tonigen Sedimente bildenden Minerale liegt in einer Teilchengröße vor, die sich mittels der üblichen optischen Methoden nicht mehr erfassen läßt. Durch die Anwendung der röntgenographischen Methoden war es aber möglich, gerade diese Anteile zu bestimmen. Die anfangs sehr mühsamen Untersuchungen wurden im Laufe der letzten 10 Jahre vor allem im Rostocker mineralogisch-petrographischen Institut von CARL W. CORRENS und seinen Mitarbeitern und im Kaiser Wilhelm-Institut für Silikatforschung von W. EITEL und seinen Mitarbeitern ausgebaut. Wenn auch früher schon zahlreiche Anwendungen zur Identifizierung von Mineralen vorlagen, z. B. in der Metall- und Legierungsforschung, oder bei der Untersuchung von physikalisch-chemischen Zustandsdiagrammen mineralischer oder technischer Art, so trat hierbei doch erstmalig die Frage auf, ein Mineralgemisch von mehreren Komponenten zu untersuchen, wobei die letzteren mengenmäßig recht verschieden vertreten sind und im reinen Zustand schon verhältnismäßig linienreiche Diagramme liefern.

Mit dem Ausbau der Untersuchungsmethoden auf diesem Gebiet ergeben sich eine Reihe neuer Anwendungsbereiche in Wissenschaft und Technik. So wird man z. B. damit ein relativ einfaches Verfahren bei der Untersuchung dichter Grundmassen haben. Beginnende Kristallisation der Gläser, submikroskopische Entmischungserscheinungen u. v. a. m. lassen sich eingehend verfolgen. Mineralneubildungen bei Brenn- und Sintervorgängen können verhältnismäßig leicht ermittelt werden. Eine große Zahl von technischen Vorgängen erhält mit der Einführung dieser Methoden eine exakte Grundlage und kommt allmählich aus dem Zustand des Probierens in einen Betrachtungsbereich, von dem man die Abwicklung der Vorgänge vorher

genau bestimmen kann. Es sei hier nur an die große Zahl der keramischen Prozesse erinnert.

Weitaus die Mehrzahl dieser Vorgänge beruht auf der Bestimmung von Mineralen mittels Röntgenstrahlen. Dieses Verfahren war bisher immer noch etwas umständlich insofern, als man gezwungen war, eine Anzahl von Vergleichsaufnahmen herzustellen, oder aus den Ergebnissen von anderen Autoren sich die Daten für die Vergleichssubstanzen zu errechnen. Die nachfolgende Datensammlung soll diesem Übelstand abhelfen. Ich bin mir dabei bewußt, daß die Datensammlung in keiner Weise vollständig ist. Sie stellt nur einen ersten Anfang dar, der einer laufenden Ergänzung bedarf. Es sind aus diesem Grunde zunächst nur diejenigen Minerale aufgenommen, die in der Anwendung bereits eine Rolle spielen.

II. Bemerkungen über die Methoden

Man wird die röntgenographischen Methoden im wesentlichen nach zwei Gesichtspunkten verwenden: 1. um weitere Bestätigungen der mittels anderer Methoden, z. B. optischer Untersuchungen, gewonnenen Ergebnisse zu erhalten; 2. um Bestimmungen durchzuführen, bei denen die anderen Untersuchungsmethoden versagen. Die röntgenographischen Methoden sind kein Ersatz für die optischen, chemischen oder morphologischen Betrachtungen: sie stellen nur eine wertvolle Ergänzung derselben dar. Es ist zu erwarten, daß sich in Kürze auch die elektronenmikroskopischen Methoden in diese Reihe einfügen, so daß damit wiederum ein neuer physikalischer Arbeitsweg in den Dienst der Mineralogie gestellt werden kann¹⁾.

a) Anwendung röntgenographischer Methoden zur Bestätigung von Ergebnissen, die mittels anderer Methoden gewonnen wurden.

Hierbei muß man unterscheiden, ob das zu untersuchende Objekt als Einzelkristall vorliegt oder als Kristallhaufwerk.

1. Das Untersuchungsobjekt liegt als Einzelkristall vor.

a) Ist der zu untersuchende Kristall allseitig von Flächen begrenzt und hat man durch goniometrische Messungen die Symmetrieverhältnisse ermittelt, so kann man mittels der Laumethode zweckmäßig die Symmetrie überprüfen, indem man den Kristall senkrecht zu den Hauptflächen mit polychromatischem Röntgenlicht durchstrahlt. Man muß hierbei jedoch berücksichtigen, daß der Laueeffekt selbst zentrosymmetrisch ist, so daß die gewonnenen Lauediagramme immer holoedrische Symmetrie zeigen. Man wird also z. B. im rhombischen

¹⁾ Vgl. hierzu auch W. EITEL, Vortrag zur Tagung der Deutschen Min. Ges. 1938 in Graz. — Referat in diesem Band der Fortschr. f. Min.

System zwischen den Kristallklassen V , C_{2v} und V_h nicht unterscheiden können, da das Lauediagramm aller drei Klassen die Symmetrie V_h anzeigt. Dieser Fall wird allerdings bei der Anwendung der röntgenographischen Methoden für das Mineralbestimmen nur selten gebraucht werden.

Weit häufiger ist das zweite Anwendungsgebiet der Lauemethode. Ist der zu untersuchende Kristall nicht von ebenen Flächen begrenzt, wie dies bei Kristallbruchstücken, bei Metallkristallen, die aus der Schmelze gezogen sind, oder bei Einzelkristallen, die durch Sinterungsprozesse gewonnen werden (z. B. synthetischer Korund), häufig der Fall ist, so läßt sich mittels der Lauemethode eine einfache Orientierungsbestimmung vornehmen. Auf die Einzelheiten bei der Untersuchung kann dabei auf das Buch „Die Lauemethode“ von E. SCHIEBOLD¹⁾ verwiesen werden.

β) Ist der zu untersuchende Kristall allseitig von Flächen begrenzt, so liefert die Messung der Gitterkonstanten und des Achsenverhältnisses auf röntgenographischem Wege für die Identifizierung sichere physikalische Konstanten, die ebenso wie die Lichtbrechung, die Bestimmung der optischen Achsen u. a. m. für jedes Mineral charakteristische Werte ergeben. Das Verfahren, das hierbei in Anwendung kommt, ist die Drehkristallmethode. Das Wesen dieser Methode ist hinreichend bekannt, so daß hier auf eine ausführliche Beschreibung verzichtet werden kann²⁾.

Sind dagegen keine Kristallflächen vorhanden, so muß man einige kleine Ecken vom Kristall abbrechen, diese sehr fein pulverisieren und eine Pulveraufnahme anfertigen. Die Pulvermethode hat jedoch den Nachteil, daß die Bestimmung der Gitterkonstanten mit Sicherheit nur im regulären, tetragonalen und hexagonalen System erfolgen kann. Bei den übrigen Systemen muß man einen anderen Weg einschlagen. Da man im Pulverdiagramm die Abstände der reflektierenden Netzebenen direkt mißt, kann man diese als charakteristische Konstanten verwenden. Hat man eine Vergleichsaufnahme zur Hand, so genügt dabei meist ein visueller Vergleich der beiden Aufnahmen. In den seltensten Fällen wird dies aber der Fall sein, so daß man immer erst Vergleichsaufnahmen herstellen müßte. Um dies zu vermeiden, sind in den nachfolgenden Tabellen die Netzebenenabstände, die sich aus dem Pulverdiagramm ergeben, mit aufgenommen worden.

γ) Entmischungerscheinungen bei Einzelkristallen lassen sich verhältnismäßig leicht mittels der Lauemethode finden, wie dies am Beispiel der Anorthoklase von HADDING³⁾ gezeigt worden ist. In manchen Fällen werden dabei auch die Pulververfahren zum Ziele führen, vor-

¹⁾ E. SCHIEBOLD, Die Lauemethode. Akad. Verl.-Ges. Leipzig 1932.

²⁾ Vgl. E. SCHIEBOLD, Die Drehkristallmethode. Fortschr. d. Min. **11**, 1927.

³⁾ HADDING, Lunds Univ. Arskrift, Avdel. 2, **17**, Nr. 6, 1921.

ausgesetzt, daß die Entmischungskomponenten genügend große Unterschiede in den Diagrammen aufweisen. Dabei wäre genau so zu verfahren, wie in den weiter unten anzuführenden Beispielen der Ermittlung der Komponenten eines aus zwei oder mehreren Bestandteilen zusammengesetzten Mineralpulvers.

2. Das Untersuchungsobjekt liegt als Pulver vor.

Liegt die zu untersuchende Substanz als Pulver vor, so hängt es ganz von der Teilchengröße der einzelnen Körner ab, ob eine Bestimmung mit Hilfe optischer Methoden möglich ist oder nicht. Im allgemeinen ist dies der Fall, bis herab zu Teilchengrößen von $1\ \mu$ Radius. Man wird dann die optischen Methoden wegen der größeren Genauigkeit vorziehen und die Röntgenmethoden gegebenenfalls nur zur Kontrolle heranziehen. Die Methoden, die hierfür in Frage kommen, sind die Pulvermethode nach DEBYE-SCHERRER, die Methode nach SEEMANN-BOHLIN oder die Methode nach BRENTANO. Es ist dabei zweckmäßig, das Pulver nochmals in der Achatschale fein zu verreiben.

b) Anwendung röntgenographischer Methoden zum Bestimmen von Mineralen, bei denen andere Methoden nicht zum Ziele führen.

Versagen die optischen Methoden infolge zu geringer Teilchengröße, so ist man nach den bisherigen Erfahrungen allein auf die Röntgenmethoden angewiesen. Man muß sich hierbei allerdings bewußt sein, daß man auf diesem Wege nur die kristallisierten Anteile eines Pulvers erfassen kann. Das Hauptanwendungsgebiet ist die Untersuchung toniger Sedimente. Die Methodik ist im Verlaufe der letzten 10 Jahre im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Rostock eingehend bearbeitet und ausprobiert worden. Die Einzelheiten sind sowohl von Carl W. CORRENS¹⁾ wie auch vom Verf.²⁾ in letzter Zeit an verschiedenen Stellen ausführlich veröffentlicht worden, so daß in diesem Zusammenhang auf eine eingehende Darstellung verzichtet werden kann.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß beim Mineralbestimmen mittels Röntgenstrahlen alle Röntgeninterferenzverfahren zur Anwendung kommen können. Je nach der Art des vorliegenden Objektes wird es aber zweckmäßig sein, dem einen oder anderen Verfahren den Vorzug zu geben. Weitaus den größten Anwendungsbereich werden allerdings die verschiedenen Pulvermethoden finden.

Zur Untersuchung mittels der Pulververfahren seien daher noch folgende allgemeine Bemerkungen gemacht. Die Identifizierung eines Minerals durch die Pulvermethode beruht darauf, daß jedes Mineral ein charakteristisches Röntgendiagramm liefert, so daß an Hand der

¹⁾ CARL W. CORRENS, Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition 1925 bis 1927. Band III, De Gruyter Berlin und Leipzig 1935 und 1936.

²⁾ M. MEHMEL, Berichte der D. Keram. Ges. **19**, 285—325, 1938.

einzelnen Interferenzlinien eine Identifizierung erfolgen kann. Es ist dabei notwendig, möglichst viele Interferenzen einer Aufnahme zum Vergleich heranzuziehen, da einzelne Linien mit denjenigen anderer Minerale innerhalb der Fehlergrenze zusammenfallen. Liegt nun ein Mineralpulver vor, das sich aus mehreren Komponenten zusammensetzt, so überlagern sich die Diagramme der einzelnen Bestandteile zu einem einzigen Interferenzbild und man muß, um die verschiedenen Minerale zu ermitteln, die einzelnen Interferenzlinien den entsprechenden Anteilen zuordnen. Die methodischen Wege hierzu sind kürzlich vom Verf.¹⁾ ausführlich beschrieben worden.

Beim Bestimmen der Minerale nach der Pulvermethode hat es sich in vielen Fällen als praktisch erwiesen, nicht die Aufnahmen selbst zu vergleichen. Bei linienreichen Diagrammen macht der direkte Vergleich mitunter erhebliche Schwierigkeiten. Außerdem werden sehr leicht Komponenten, die nur in geringer Konzentration vorhanden sind, übersehen. Man berechnet daher zweckmäßig aus jedem Linienpaar des Diagramms den Glanzwinkel (α) nach der üblichen Methode und trägt die $\log \sin \alpha$ -Werte als Abszissen auf Millimeterpapier auf. Auf diese Weise erhält man ein Nomogramm, das mit denjenigen der reinen Komponenten leicht verglichen werden kann. Als Ordinaten werden in die Nomogramme die in sieben Stufen (ss = sehr schwach, s = schwach, ms = mittel bis schwach, m = mittel, mst = mittel bis stark, st = stark, stst = sehr stark) geschätzten Intensitäten eingetragen. Die Nomogramme der reinen Minerale können aus drucktechnischen Gründen der Datensammlung leider nicht beigelegt werden. Interessenten können diese nach einem vereinfachten Verfahren in natürlicher Größe vervielfältigten Nomogramme zum Selbstkostenpreis von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft beziehen.

III. Aufbau der Datensammlung

Für den Aufbau der Datensammlung war es notwendig, möglichst viele Daten in übersichtlicher Form zusammenzustellen. Um den Umfang der Tabellen nicht zu weit auszudehnen, wurde auf eine Wiedergabe der Atomlagen verzichtet. Letztere sind auch für das Mineralbestimmen unwichtig. Außerdem liegt hierüber bereits eine ausgezeichnete Zusammenstellung in den Strukturberichten der Zeitschrift für Kristallographie vor.

Die Daten für die einzelnen Minerale sind nach der folgenden Reihenfolge angeordnet: Zuerst ist der Name des Minerals angegeben; darunter die chemische Formel. Dann folgen einige allgemeine Bemerkungen. Im Anschluß daran sind die Gitterkonstanten, der Gittertyp, das Achsenverhältnis, die Dichte, die Symmetrierer-

¹⁾ Siehe Anmerkung 2 auf voriger Seite.

hältnisse und in Form einer Tabelle die Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$ -, $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm aufgeführt. Die $\log \sin \alpha$ -Werte sind auf 5 Stellen angegeben, wobei die beiden letzten Stellen entsprechend der Genauigkeit im Pulverdiagramm tiefgestellt wurden. Es folgen dann einige kurze Bemerkungen über den Nachweis des betreffenden Minerals im Pulverdiagramm. Am Schluß der Datensammlung eines jeden Minerals wird das Originalschrifttum angeführt.

Um ein rasches Auffinden der Minerale zu ermöglichen, wurden diese in ihrer Reihenfolge zu bestimmten Gruppen zusammengefaßt und vor dem Mineralnamen das entsprechende Zeichen der Gruppe angegeben, so daß die in späteren Bänden erfolgende Fortsetzung der Datensammlung ohne Schwierigkeit in dieses Schema eingeordnet werden kann. Es wurden dabei die nachfolgend angeführten Gruppen gewählt, die sich eng an die im Lehrbuch der Mineralogie von KLOCKMANN-RAMDOHR angegebene Mineralsystematik anschließen.

A. Elemente

- I. Nichtmetalle
- II. Metalloide
- III. Metalle

B. Sulfide

- I. Sulfide der Metalloide
- II. Sulfide der Metalle
- III. Sulfosalze

C. Oxyde und Hydroxyde

- I. säurebildende Oxyde
- II. basenbildende Oxyde
- III. Sesquioxide und ihre Hydrate
- IV. Aluminate und Ferrite

D. Haloidsalze

- I. einfache Haloide
- II. Doppelhaloide

E. Sauerstoffsalze (ohne Silikate)

- I. Borate
- II. Karbonate
 - a) wasserfreie Karbonate
 - b) wasserhaltige und basische Karbonate
- III. Sulfate, Chromate usw.
 - a) Sulfate
 - b) Chromate
 - c) Wolframate und Molybdate
 - d) Uranate

IV. Nitrate, Phosphate, Arsenate, Niobate, Tantalate

- a) Nitrate
- b) Phosphate und Arsenate
 - 1. wasserfreie Salze
 - 2. chlor- und fluorhaltige Salze
 - 3. wasserhaltige basische und saure Salze
 - 4. SO_3 -haltige Phosphate
- c) Niobate und Tantalate

F. Silikate, Titanate, Zirkonate usw.

I. Silikate

- a) mit selbständigen SiO_4 -Tetraedern
 - 1. hexagonale und pseudohexagonale Strukturen
 - 2. kubische und pseudokubische Strukturen
 - 3. tetragonale und pseudotetragonale Strukturen
- b) Silikate mit Si_2O_7 -, Si_5O_{12} -, Si_3O_9 - und Si_6O_{18} -Gruppen
 - 1. Doppeltetraeder Si_2O_7
 - 2. Dreiering Si_3O_9
 - 3. Sechsering Si_6O_{18}
- c) Silikate mit SiO_4 -Tetraedern in Ketten und Bändern
 - 1. Pyroxene
 - 2. Amphibole
- d) Silikate mit SiO_4 -Tetraedern in ebenen Netzen (Silikate mit glimmerartigen Blattstrukturen)
 - 1. Talk-Pyrophyllit-Gruppe
 - 2. Glimmergruppe
 - 3. Chloritgruppe
 - 4. Kaolinitgruppe
 - 5. Serpentingruppe
 - 6. Silikate mit tetragonalen Blattstrukturen
- e) Silikate mit SiO_4 -Tetraedern in räumlichen Netzstrukturen
 - 1. Feldspatgruppe
 - 2. Nephelingruppe
 - 3. Sodalithgruppe
 - 4. Zeolithe

II. Titanate, Zirkonate usw.

Da eine Anzahl von Mineralen für die Anwendung in der Sedimentpetrographie besonders wichtig ist, wurde in dem vorliegenden I. Teil der Datensammlung die obige Reihenfolge insofern unterbrochen, als diese Minerale zunächst behandelt wurden. Sie lassen sich aber in die späteren Teile ohne Schwierigkeit einordnen. Außerdem können Ergänzungen und neue Daten laufend in die Sammlung aufgenommen werden.

IV. Spezieller Teil der Datensammlung

Verzeichnis der im I. Teil behandelten Minerale

Lauf. Nr.	Mineralgruppe	Mineralname	Seite
1	CI	Tiefquarz	99
2	CHH	Diaspor	100
3	CHH	Hydrargillit	101
4	CHH	Böhmit	103
5	DI	Steinsalz	104
6	EIIa	Kalkspat	104
7	EIIa	Aragonit	106
8	EIIa	Dolomit	107
9	FIc1	Augit	108
10	FIc2	Hornblende	109
11	FIId2	Glimmer	110
12	FIId3	Glaukonit	112
13	FIId4	Kaolinit	113
14	FIId4	Halloysit	114
15	FIId4	Metahalloysit	115
16	FIId4	Montmorillonit	116
17	FIe1	Feldspat	117

CI Mineralname: Tiefquarz

chemische Zusammensetzung: SiO_2

Allgemeine Bemerkungen: Der Quarz ist das häufigste und verbreitetste Mineral. Er spielt sowohl in den Eruptivgesteinen wie auch in den Sedimentgesteinen eine große Rolle. Bei Einzelkristallen werden sich die röntgenographischen Methoden im wesentlichen auf die Ermittlung der Zwillingsbildung beschränken. Zum Nachweis in den tonigen Sedimenten wird die Pulvermethode verwendet.

Gitterkonstanten: $a_0 = 4,89 \text{ \AA}$, $c_0 = 5,38 \text{ \AA}$ Gittertyp: C8Achsenverhältnis: $c_0/a_0 = 1,10$ Dichte: 2,65Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: D_3^4 bzw. D_3^6 b) Lauesymmetrie: D_{3d}

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Im Pulverdiagramm ist der Quarz selbst in starken Verdünnungen noch leicht zu erkennen. Die Hauptinterferenzen für den Nachweis sind die Nummern 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10 und 13. Von den anderen SiO_2 -Modifikationen unterscheidet sich das Pulverdiagramm deutlich.

Originalschrifttum: S. KYROPOULOS, ZS. anorg. Chem. **99**, 197—200, 1917. — W. H. BRAGG, Proc. Roy. Soc. **89**, 575, 1914. — F. RINNE, Ber. d. Math. Phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss., Leipzig **67**, 303—340, 1915; ZS. anorg. Chem. **96**, 317 bis 352, 1916. — H. HAGA und F. M. JAEGER, Proc. Amsterd. **18**, 542—558, 1552—1557, 1915/16. — CH. MAUGUIN, Comp. rendus **173**, 719—723, 1921. — M. L. HUGGINS, Phys. Rev. **19**, 363—368, 1922. — L. W. MCKEEHAN, Phys. Rev. **21**, 206, 503, 508, 1923. — N. SELJAKOW, L. STRUTINSKI und A. KRASNİKOW, ZS. Phys. **33**, 53—62, 1925. — R. E. GIBBS, Proc. Roy. Soc. **107**, 561—570, 1925; Nature **115**, 312, 1925; Proc. Roy. Soc. A. **110**, 443—455, 1926. — R. W. G. WYCKOFF, Am. J. of Sc. **11**, 101—112,

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$, $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	4,26	m	9,256 ₄₈ — 10	9,355 ₃₃ — 10	9,428 ₇₈ — 10
2	3,33	stst	9,363 ₄₂ — 10	9,463 ₉₀ — 10	9,535 ₈₀ — 10
3	2,45	m	9,496 ₆₅ — 10	9,596 ₁₆ — 10	9,668 ₉₄ — 10
4	2,26	m	9,531 ₇₃ — 10	9,631 ₂₄ — 10	9,704 ₀₆ — 10
5	2,12	m	9,559 ₄₃ — 10	9,658 ₀₆ — 10	9,731 ₈₃ — 10
6	1,972	ms	9,590 ₉₅ — 10	9,690 ₄₆ — 10	9,763 ₂₈ — 10
7	1,820	st	9,625 ₈₃ — 10	9,725 ₂₆ — 10	9,798 ₁₀ — 10
8	1,658	m	9,666 ₃₃ — 10	9,765 ₃₂ — 10	9,835 ₆₀ — 10
9	1,602	ss	9,681 ₂₄ — 10	9,780 ₇₅ — 10	9,855 ₅₈ — 10
10	1,537	st	9,699 ₂₃ — 10	9,798 ₇₂ — 10	9,871 ₅₁ — 10
11	1,444	s	9,726 ₃₂ — 10	9,825 ₈₂ — 10	9,898 ₆₇ — 10
12	1,410	ss	9,736 ₇₂ — 10	9,836 ₃₀ — 10	9,908 ₉₇ — 10
13	1,368	stst	9,749 ₇₄ — 10	9,849 ₃₀ — 10	9,922 ₁₀ — 10
14	1,281	ms	9,778 ₃₇ — 10	9,877 ₈₃ — 10	9,950 ₆₆ — 10
15	1,249	m	9,789 ₃₀ — 10	9,888 ₃₅ — 10	9,961 ₆₆ — 10
16	1,221	ms	9,799 ₂₀ — 10	9,898 ₀₇ — 10	9,971 ₅₁ — 10
17	1,195	mst	9,808 ₅₅ — 10	9,908 ₀₆ — 10	9,980 ₈₇ — 10
18	1,178	mst	9,814 ₇₁ — 10	9,914 ₂₄ — 10	9,987 ₀₄ — 10
19	1,147	m	9,826 ₄₀ — 10	9,925 ₈₃ — 10	9,998 ₅₆ — 10
20	1,109	ss	9,840 ₉₈ — 10	9,940 ₄₇ — 10	
21	1,077	mst	9,853 ₇₀ — 10	9,953 ₁₈ — 10	
22	1,061	ss	9,860 ₂₂ — 10	9,959 ₇₁ — 10	
23	1,044	m	9,867 ₁₇ — 10	9,966 ₇₀ — 10	
24	1,031	m	9,872 ₀₂ — 10	9,972 ₁₆ — 10	
25	1,012	m	9,880 ₇₀ — 10	9,980 ₂₃ — 10	

1926; ZS. Krist. **63**, 507—537, 1926. — P. H. WEI, ZS. Krist. (A) **92**, 355—362, 1935. — Nachweis in Tonen und Porzellanen: O. KRAUSE, Z. techn. Phys. **9**, 247—263, 1928. — A. J. BRADLEY, A. L. ROUSSIN, Trans. Cer. Soc. **31**, 411—430, 1932. — CARL W. CORRENS, Wiss. Ergebn. d. Deutsch. Atlant. Expedition 1925—1927 Bd. III De Gruyter, Berlin u. Leipzig 1935 und 1936. — M. MEHMEL, Symposium on recent sediments, herausgegeben v. PARKER, D. TRASK, Chairman of the Committee on Sedimentation 1938. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

CIH Mineralname: Diaspor

chemische Zusammensetzung: AlOOH

Allgemeine Bemerkungen: In größeren Kristallen tritt der Diaspor nur selten auf. Als metamorphes Mineral findet man ihn in kristallinen Schiefen im Bereich der Kontaktmetamorphose. Ferner wird er noch als Umwandlungsprodukt von Korund beobachtet. In größeren Mengen tritt er als mikroskopischer und submikroskopischer Bestandteil in vielen technischen Bauxiten auf. Sein Nachweis erfolgt im wesentlichen mittels der Pulvermethode.

Gitterkonstanten: $a_0 = 4,43 \text{ Å}$; $b_0 = 9,36 \text{ Å}$; $c_0 = 2,80 \text{ Å}$

Gittertyp: EO_2

Achsenverhältnis: $a_0 : b_0 : c_0 = 0,4733 : 1 : 0,2991$

Dichte: 3,43

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: V_h^{16}

b) Lauesymmetrie: V_h

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$,
 $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	4,70	ms	9,213 ₃₂ — 10	9,313 ₂₃ — 10	9,385 ₀₆ — 10
2	3,98	stst	9,286 ₀₁ — 10	9,385 ₄₃ — 10	9,458 ₁₈ — 10
3	3,20	s	9,380 ₇₅ — 10	9,480 ₃₉ — 10	9,553 ₀₃ — 10
4	2,53	st	9,482 ₇₃ — 10	9,582 ₁₈ — 10	9,655 ₀₄ — 10
5	2,29	st	9,525 ₉₅ — 10	9,625 ₅₂ — 10	9,695 ₂₇ — 10
6	2,13	mst	9,557 ₃₉ — 10	9,656 ₉₆ — 10	9,729 ₇₃ — 10
7	2,06	st	9,571 ₁₃ — 10	9,671 ₅₄ — 10	9,744 ₃₉ — 10
8	1,810	ms	9,625 ₀₈ — 10	9,727 ₇₀ — 10	9,800 ₄₄ — 10
9	1,703	m	9,654 ₀₆ — 10	9,754 ₁₂ — 10	9,826 ₉₂ — 10
10	1,669	s	9,663 ₄₂ — 10	9,762 ₉₀ — 10	9,835 ₇₅ — 10
11	1,628	st	9,674 ₃₂ — 10	9,773 ₇₁ — 10	9,846 ₅₂ — 10
12	1,615	ms	9,677 ₇₀ — 10	9,777 ₁₄ — 10	9,849 ₉₇ — 10
13	1,560	s	9,692 ₇₆ — 10	9,792 ₂₅ — 10	9,865 ₁₀ — 10
14	1,516	s	9,705 ₁₈ — 10	9,804 ₆₈ — 10	9,877 ₄₉ — 10
15	1,475	mst	9,717 ₀₉ — 10	9,816 ₅₇ — 10	9,889 ₄₁ — 10
16	1,419	m	9,735 ₉₂ — 10	9,833 ₄₀ — 10	9,906 ₂₃ — 10
17	1,396	s	9,740 ₉₉ — 10	9,840 ₇₈ — 10	9,913 ₃₄ — 10
18	1,371	mst	9,748 ₈₁ — 10	9,848 ₃₁ — 10	9,921 ₁₁ — 10
19	1,327	s	9,762 ₉₈ — 10	9,862 ₄₉ — 10	9,935 ₃₁ — 10
20	1,297	s	9,772 ₉₈ — 10	9,872 ₄₅ — 10	9,945 ₂₇ — 10
21	1,281	ms	9,778 ₃₇ — 10	9,877 ₈₃ — 10	9,950 ₀₆ — 10
22	1,248	s	9,789 ₆₅ — 10	9,889 ₁₃ — 10	9,961 ₉₉ — 10
23	1,239	s	9,792 ₈₁ — 10	9,892 ₃₇ — 10	9,965 ₇₅ — 10
24	1,209	s	9,805 ₄₆ — 10	9,902 ₉₈ — 10	9,975 ₈₀ — 10
25	1,200	s	9,806 ₇₂ — 10	9,906 ₂₃ — 10	9,979 ₀₅ — 10
26	1,170	ms	9,817 ₇₀ — 10	9,917 ₂₄ — 10	9,990 ₀₃ — 10
27	1,137	s	9,830 ₁₄ — 10	9,929 ₀₇ — 10	
28	1,087	ms	9,849 ₀₇ — 10	9,949 ₁₅ — 10	
29	1,063	s	9,859 ₃₈ — 10	9,958 ₈₅ — 10	
30	1,035	s	9,870 ₀₃ — 10	9,970 ₄₄ — 10	
31	0,971	s	9,898 ₀₇ — 10	9,998 ₁₇ — 10	

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen. Der Diaspor zeigt ein charakteristisches Pulverdiagramm. Letzteres unterscheidet sich wesentlich von demjenigen des Hydrargillits und des Böhmits, so daß der Nachweis mit Sicherheit zu führen ist. Die wichtigsten Interferenzen sind: 2, 4, 5, 6, 7, 9, 11, 15, 16 und 18.

Originalschrifttum: M. DEFLANDRE, Bull. Soc. franç. Minéral. **55**, 140 bis 165, 1932. — K. TAKANÉ, Proc. Imp. Acad. Japan **9**, 113—116, 1933. — W. d. JONG, ZS. Krist. **66**, 303—308, 1928; Natuurwetensch. Tijdschr. **12**, 69—72, 1930. — K. CHUDOBA, Zbl. f. Min. 1929, 12—18. — G. F. HÜTTIG und O. KOSTELITZ, ZS. anorg. allgem. Chem. **187**, 1—15, 1930. — H. RUMPELT, Metall u. Erz **29**, 471—474, 1932. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

CIII Mineralname: Hydrargillit

chemische Zusammensetzung: $\text{Al}(\text{OH})_3$

Allgemeine Bemerkungen: Als Einzelkristall tritt der Hydrargillit nur selten auf und ist dann meist stark verzwillingt, so daß die Verwendung der Drehkristallmethode zur Identifizierung nur in den seltensten Fällen möglich ist. Häufiger

findet er sich als Komponente in den Lateriten und Bauxiten. In technischen Prozessen, besonders bei der Aluminiumgewinnung spielt der Hydrargillit eine gewisse Rolle. Sein röntgenographischer Nachweis wird fast ausschließlich mit der Pulvermethode geführt.

Gitterkonstanten: $a_0 = 8,62 \text{ \AA}$; $b_0 = 5,06 \text{ \AA}$; $c_0 = 9,70 \text{ \AA}$; $\beta = 85^\circ 26'$

Gittertyp: DO_7

Achsenverhältnis: $a_0:b_0:c_0=1,7043:1:1,9168$

Dichte: 2,420

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_{2h}^5

b) Lauesymmetrie: C_{2h}

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $Cu_{K\alpha^-}$, $Fe_{K\alpha^-}$ und $Cr_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $Cu_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $Fe_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $Cr_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	4,79	stst	9,205 ₂₀ — 10	9,304 ₉₂ — 10	9,377 ₈₅ — 10
2	4,26	m	9,256 ₂₄ — 10	9,355 ₈₃ — 10	9,428 ₇₈ — 10
3	3,60	s	9,329 ₄₀ — 10	9,428 ₈₄ — 10	9,499 ₉₀ — 10
4	2,48	s	9,491 ₃₆ — 10	9,590 ₉₅ — 10	9,663 ₇₀ — 10
5	2,35	m	9,514 ₈₁ — 10	9,614 ₂₆ — 10	9,687 ₀₈ — 10
6	2,25	st	9,533 ₆₄ — 10	9,633 ₁₇ — 10	9,706 ₀₃ — 10
7	2,003	mst	9,584 ₂₂ — 10	9,683 ₀₈ — 10	9,756 ₄₈ — 10
8	1,889	mst	9,609 ₅₉ — 10	9,709 ₁₀ — 10	9,781 ₈₃ — 10
9	1,773	st	9,637 ₁₉ — 10	9,736 ₁₂ — 10	9,809 ₄₉ — 10
10	1,660	s	9,665 ₇₇ — 10	9,765 ₃₀ — 10	9,838 ₀₉ — 10
11	1,592	s	9,683 ₉₅ — 10	9,783 ₄₇ — 10	9,856 ₂₅ — 10
12	1,548	s	9,696 ₀₁ — 10	9,795 ₆₀ — 10	9,868 ₄₁ — 10
13	1,505	ms	9,708 ₃₄ — 10	9,807 ₈₇ — 10	9,880 ₅₈ — 10
14	1,469	s	9,718 ₈₃ — 10	9,818 ₈₀ — 10	9,891 ₂₆ — 10
15	1,434	m	9,729 ₃₃ — 10	9,828 ₈₅ — 10	9,899 ₆₀ — 10
16	1,299	ms	9,772 ₃₂ — 10	9,871 ₈₁ — 10	9,944 ₅₈ — 10
17	1,245	ms	9,790 ₇₁ — 10	9,890 ₃₅ — 10	9,963 ₀₈ — 10
18	1,189	ms	9,810 ₇₀ — 10	9,910 ₂₀ — 10	9,983 ₀₄ — 10
19	1,008	s	9,882 ₄₁ — 10	9,981 ₉₁ — 10	

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Von den angegebenen Interferenzen sind die Nummern 1, 2, 6, 7, 8, 9 für den Nachweis besonders wichtig, wobei die Interferenzen 6, 7, 8 und 9 leicht mit entsprechenden Linien von Böhmit bzw. Diaspor verwechselt werden können. Im allgemeinen ist Hydrargillit im Pulverdiagramm selbst bei großen Verdünnungen leicht zu erkennen.

Originalschrifttum: J. BÖHM und H. NIKLASSEN, ZS. anorg. Chem. **132**, 1—9, 1924. — W. C. HANSEN und L. T. BROWNMÜLLER, Amer. J. Sci. **15**, 224—242, 1928. — G. F. HÜTTIG und E. v. WITTGENSTEIN, ZS. anorg. allgem. Chem. **171**, 323—343, 1928. — W. BILTZ und G. A. LEHRER, ZS. anorg. allgem. Chem. **172**, 292 bis 309, 1928. — W. F. DE JONG, ZS. Krist. **66**, 303—308, 1928. — N. PARRAVANO und G. MALQUORI, Rend. Acad. Lincei **7**, 970—975, 1928. — R. FRICKE, ZS. anorg. allgem. Chem. **175**, 249—256, 1928; **179**, 287—292, 1929. — G. F. HÜTTIG und O. KOSTELITZ, ZS. anorg. allgem. Chem. **187**, 1—15, 1930. — H. ASCHENBACH, Chem. d. Erde **6**, 307 bis 356, 1931. — H. D. MEGAW, ZS. Krist. (A) **87**, 185—204, 1934. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

CIII Mineralname: Böhmit (Bauxit)

chemische Zusammensetzung: $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Allgemeine Bemerkungen: Die Struktur von Böhmit ist noch nicht bekannt. Er kommt vorwiegend in Sedimenten vor. Sein Nachweis wird mittels der Pulvermethode geführt. Aus diesen Gründen seien hier auch nur die Daten des Pulverdiagramms angegeben.

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$, $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	5,43	mst	9,151 ₀₆ — 10	9,250 ₄₃ — 10	9,323 ₂₅ — 10
2	3,31	m	9,366 ₀₅ — 10	9,465 ₅₃ — 10	9,538 ₃₂ — 10
3	2,99	mst	9,410 ₁₀ — 10	9,496 ₅₁ — 10	9,582 ₅₂ — 10
4	2,49	m	9,489 ₆₈ — 10	9,589 ₀₆ — 10	9,662 ₀₀ — 10
5	2,26	st	9,531 ₇₃ — 10	9,631 ₂₄ — 10	9,703 ₉₈ — 10
6	2,13	ss	9,557 ₃₉ — 10	9,656 ₉₆ — 10	9,729 ₇₃ — 10
7	1,995	m	9,585 ₉₁ — 10	9,685 ₃₅ — 10	9,758 ₂₃ — 10
8	1,963	ms	9,592 ₉₅ — 10	9,692 ₄₉ — 10	9,765 ₃₀ — 10
9	1,809	stst	9,628 ₃₉ — 10	9,727 ₉₅ — 10	9,800 ₇₂ — 10
10	1,729	m	9,648 ₀₇ — 10	9,747 ₆₇ — 10	9,820 ₄₀ — 10
11	1,625	mst	9,674 ₉₅ — 10	9,774 ₅₂ — 10	9,847 ₃₃ — 10
12	1,569	s	9,690 ₂₈ — 10	9,789 ₇₃ — 10	9,862 ₅₅ — 10
13	1,500	m	9,709 ₇₈ — 10	9,809 ₂₉ — 10	9,882 ₀₇ — 10
14	1,458	ss	9,722 ₇₂ — 10	9,821 ₅₈ — 10	9,895 ₀₄ — 10
15	1,417	st	9,734 ₄₈ — 10	9,834 ₀₄ — 10	9,906 ₃₂ — 10
16	1,409	m	9,736 ₉₅ — 10	9,836 ₆₁ — 10	9,909 ₂₉ — 10
17	1,362	m	9,751 ₇₄ — 10	9,851 ₂₆ — 10	9,924 ₀₂ — 10
18	1,291	st	9,774 ₉₅ — 10	9,874 ₄₃ — 10	9,947 ₂₄ — 10
19	1,242	ss	9,791 ₇₆ — 10	9,891 ₂₆ — 10	9,964 ₀₇ — 10
20	1,194	s	9,808 ₈₉ — 10	9,908 ₃₈ — 10	9,981 ₂₃ — 10
21	1,165	ms	9,819 ₅₄ — 10	9,918 ₉₂ — 10	9,991 ₈₅ — 10
22	1,149	ms	9,829 ₅₆ — 10	9,925 ₁₁ — 10	9,997 ₉₁ — 10
23	1,122	m	9,835 ₈₈ — 10	9,935 ₄₁ — 10	
24	1,106	s	9,842 ₁₁ — 10	9,941 ₆₁ — 10	
25	1,039	ms	9,869 ₂₉ — 10	9,968 ₇₆ — 10	
26	1,019	ms	9,877 ₇₂ — 10	9,977 ₂₂ — 10	
27	0,979	s	9,895 ₀₉ — 10	9,994 ₆₃ — 10	

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Das Pulverdiagramm ist unverkennbar. Besonders charakteristisch für den Nachweis ist die erste Interferenz. Ihr folgen die Linien 3, 4, 5, 9, 11, 15 und 18.

Originalschrifttum: J. BÖHM und H. NIKLASSEN, ZS. anorg. Chem. **132**, 1—9, 1924. — W. C. HANSEN und L. T. BROWNMILLER, Amer. J. Sci. **15**, 224—242, 1928. — W. BILTZ und G. A. LEHRER, ZS. anorg. allgem. Chem. **172**, 292—309, 1928. — W. F. DE JONG, ZS. Krist. **66**, 303—308, 1928. — W. PARRAVANO und G. MALQUORI, Rend. Accad. Lincei **7**, 970—975, 1928. — G. F. HÜTTIG und O. KOSTELITZ, ZS. anorg. allgem. Chem. **187**, 1—15, 1930. — H. ASCHENBACH, Chem. d. Erde **6**, 307—356, 1931. — H. RUMPELT, Metall u. Erz **29**, 471—474, 1932. — M. E. NAHMAS, ZS. Krist. **85**, 355—369, 1933. — M. MEHMEI, Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

DI Mineralname: Steinsalz

chemische Zusammensetzung: NaCl

Allgemeine Bemerkungen: Das Steinsalz ist eine Komponente fast aller Salzgesteine und kann mittels der Röntgenmethoden in diesen leicht bestimmt werden. Andererseits wird Steinsalz sehr häufig als Eichsubstanz bei Pulveraufnahmen verwendet. Das natürliche Steinsalz ist meist etwas verunreinigt und hat gegenüber reinem Natriumchlorid eine um 0,05% höhere Gitterkonstante.

Gitterkonstanten: $a_0 = 5,628 \text{ \AA}$ Gittertyp: B1

Dichte: 2,167

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: O_h^5 b) Lauesymmetrie: O_h

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$, $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	3,32	s	9,363 ₉₉ — 10	9,463 ₄₅ — 10	9,536 ₁₈ — 10
2	2,81	st	9,437 ₂₇ — 10	9,536 ₆₈ — 10	9,609 ₄₉ — 10
3	1,986	st	9,587 ₉₄ — 10	9,687 ₄₄ — 10	9,760 ₂₂ — 10
4	1,687	s	9,658 ₇₇ — 10	9,758 ₃₃ — 10	9,831 ₀₄ — 10
5	1,620	m	9,676 ₃₃ — 10	9,775 ₇₀ — 10	9,848 ₅₆ — 10
6	1,401	m	9,739 ₄₁ — 10	9,838 ₅₅ — 10	9,911 ₆₉ — 10
7	1,288	s	9,776 ₀₅ — 10	9,875 ₅₂ — 10	9,948 ₃₂ — 10
8	1,258	m	9,786 ₂₅ — 10	9,885 ₇₀ — 10	9,958 ₅₂ — 10
9	1,148	m	9,826 ₀₉ — 10	9,925 ₅₂ — 10	9,998 ₃₅ — 10
10	1,082	s	9,851 ₇₅ — 10	9,951 ₁₉ — 10	
11	0,995	m	9,888 ₁₂ — 10	9,987 ₅₈ — 10	
12	0,950	s	9,907 ₉₅ — 10		
13	0,938	m	9,913 ₄₄ — 10		
14	0,893	m	9,935 ₁₅ — 10		
15	0,862	ss	9,950 ₃₆ — 10		
16	0,852	m	9,955 ₂₅ — 10		

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Das Pulverdiagramm von Steinsalz ist sehr einfach. Die einzelnen Interferenzen sind auch bei Mineralgemischen leicht zu identifizieren.

Originalschrifttum: W. H. und W. L. BRAGG, Proc. Roy. Soc. 88, 428, 1913; 89, 246, 248, 1913; ZS. anorg. Chem. 90, 167—184, 1915. — W. L. BRAGG, Proc. Roy. Soc. (A) 89, 468, 1914. — V. M. GOLDSCHMIDT nach Messungen von T. F. W. BARTH und G. LUNDE, Geochem. Verteilungsges. 8, 1927.

EIIa Mineralname: Kalkspat

chemische Zusammensetzung: CaCO_3

Allgemeine Bemerkungen: Der Kalkspat ist weit verbreitet sowohl im gut kristallisierten Zustand, wie auch als Haupt- oder Nebengemengteil von Sedimenten. In zahlreichen Fossilien bildet er Panzer und Schalen, sowie einen Teil der anorganischen Knochensubstanz. Zum Nachweis dient hauptsächlich die Pulvermethode. In vereinzelt Fällen wird zweckmäßig auch die Laumethode und die Drehkristallmethode Verwendung finden (z. B. bei der Untersuchung von Perlen usw.).

Gitterkonstanten: $a_0 = 6,361 \text{ \AA}$; $\alpha = 46^\circ 07'$ Gittertyp: G1
 Achsenverhältnis: $a:c = 1:0,854$ Dichte: 2,72
 Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: D_{3d}^6
 b) Lauesymmetrie: D_{3d}

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$ -,
 $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	4,28	s	9,254 ₃₁ — 10	9,353 ₉₂ — 10	9,426 ₀₇ — 10
2	3,86	ms	9,299 ₂₁ — 10	9,398 ₆₃ — 10	9,471 ₄₄ — 10
3	3,40	m	9,354 ₃₀ — 10	9,453 ₉₃ — 10	9,526 ₇₃ — 10
4	3,06	stst	9,400 ₀₂ — 10	9,499 ₅₅ — 10	9,572 ₄₁ — 10
5	2,52	m	9,484 ₄₄ — 10	9,583 ₆₉ — 10	9,656 ₇₇ — 10
6	2,31	mst	9,522 ₃₁ — 10	9,621 ₈₀ — 10	9,694 ₆₁ — 10
7	2,11	mst	9,561 ₅₈ — 10	9,661 ₀₆ — 10	9,733 ₉₂ — 10
8	1,929	st	9,600 ₅₄ — 10	9,700 ₁₀ — 10	9,772 ₉₁ — 10
9	1,887	st	9,610 ₁₃ — 10	9,709 ₆₁ — 10	9,782 ₄₀ — 10
10	1,807	s	9,628 ₉₀ — 10	9,728 ₇₃ — 10	9,801 ₂₇ — 10
11	1,689	s	9,658 ₂₀ — 10	9,757 ₇₀ — 10	9,830 ₅₂ — 10
12	1,620	m	9,676 ₄₂ — 10	9,775 ₉₀ — 10	9,848 ₇₄ — 10
13	1,535	m	9,699 ₇₅ — 10	9,799 ₂₇ — 10	9,872 ₁₀ — 10
14	1,488	s	9,713 ₂₄ — 10	9,812 ₇₈ — 10	9,885 ₅₉ — 10
15	1,451	ms	9,724 ₁₉ — 10	9,823 ₃₇ — 10	9,896 ₅₃ — 10
16	1,307	s	9,769 ₆₀ — 10	9,869 ₁₁ — 10	9,941 ₀₆ — 10
17	1,181	s	9,813 ₆₅ — 10	9,913 ₃₂ — 10	9,985 ₉₇ — 10
18	1,159	s	9,821 ₈₄ — 10	9,921 ₃₂ — 10	9,994 ₁₄ — 10
19	1,150	s	9,825 ₁₇ — 10	9,924 ₆₉ — 10	9,997 ₅₂ — 10
20	1,050	m	9,864 ₆₉ — 10	9,964 ₂₁ — 10	
21	1,014	ms	9,879 ₈₄ — 10	9,979 ₃₂ — 10	

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Von den angeführten Interferenzen sind die Nummern 4 bis 9 und 12 und 13 für den Nachweis des Kalkspats besonders charakteristisch. Im Pulverdiagramm ist Kalkspat selbst in großer Verdünnung leicht zu identifizieren. Das Interferenzbild unterscheidet sich wesentlich von denjenigen anderer mit dem Kalkspat zusammen vorkommender Minerale.

Originalschrifttum: W. H. BRAGG, Trans. Roy. Soc. London (A) **215**, 253 bis 274, 1915. — E. SCHIEBOLD, Abh. d. Math. Phys. Kl. d. Sächs. Wiss. **36**, Nr. 2, 68—213, 1919. — CH. MAUGUIN, C. R. **176**, 1331, 1923. — E. RINNE, ZS. Krist. **59**, 230—248, 1924. — S. v. OLSHAUSEN, ZS. Krist. **61**, 463—514, 1925. — E. A. HARRINGTON, Am. J. Sci. **13**, 467—479, 1927. — C. TSUBOI, Proc. Phys.-Math. Soc. Japan **8**, 197 bis 203, 1927. — S. MIZGIER, ZS. Krist. **70**, 160—162, 1929.

Zusammenfassende Arbeiten über Kalkspat: W. L. BRAGG, Proc. Roy. Soc. London (A) **89**, 246—269; 468—489, 1914. — R. W. G. WYCKOFF, Am. J. Sci. **50**, 317—360, 1920. — G. R. LEVI und A. FERRARI, Rend. Acc. Naz. Lincei **33**, 516—521, 1921. — F. RINNE, ZS. Krist. **60**, 55—69, 1924. — A. OSAWA, Science Rep. Tōhoku I, **14**, 33—41, 1925. — PH. KRIEGER, Am. Min. **15**, 23—29, 1930.

Nachweis von Kalkspat: L. G. M. BAAS-BECKING und E. W. GALLIHER, J. Physic. Chem. **35**, 467—479, 1931. — CAEL W. CORRENS, Erg. d. Deutsch. Alt. Expedition 1925—1927, Bd. III De Gruyter, Berlin und Leipzig 1935. — M. MEHMEL, Symposium

on recent sediments; herausgegeben. v. PARKER D. TRASK, Chairman of the Committee on Sedimentation. 1938; Ber. d. D. Ker. Ges. **19**, 295—328, 1938.

EIIa Mineralname: Aragonit

chemische Zusammensetzung: CaCO_3

Allgemeine Bemerkungen: Weniger häufig als Kalkspat. In den Sedimenten tritt Aragonit mitunter als Bestandteil mancher Tierschalen und in Perlen auf.

Gitterkonstanten: $a_0 = 4,94 \text{ \AA}$; $b_0 = 7,94 \text{ \AA}$; $c_0 = 5,72 \text{ \AA}$

Gittertyp: G2

Dichte: ca. 2,6

Achsenverhältnis: $a_0:b_0:c_0 = 0,622:1:0,720$

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: V_h^{16}

b) Lauesymmetrie: V_h

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$ -, $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	3,39	st	9,355 ₆₄ — 10	9,455 ₀₀ — 10	9,527 ₈₉ — 10
2	3,23	m	9,376 ₅₈ — 10	9,476 ₁₁ — 10	9,548 ₈₈ — 10
3	2,68	mst	9,457 ₇₃ — 10	9,557 ₂₇ — 10	9,630 ₀₂ — 10
4	2,47	m	9,495 ₁₈ — 10	9,592 ₆₂ — 10	9,665 ₄₉ — 10
5	2,34	st	9,516 ₆₇ — 10	9,616 ₁₆ — 10	9,688 ₉₅ — 10
6	2,18	s	9,547 ₄₁ — 10	9,646 ₈₉ — 10	9,719 ₇₅ — 10
7	2,09	ms	9,565 ₇₃ — 10	9,665 ₂₁ — 10	9,734 ₇₂ — 10
8	1,958	st	9,594 ₀₆ — 10	9,693 ₅₅ — 10	9,766 ₄₁ — 10
9	1,860	mst	9,616 ₃₇ — 10	9,715 ₈₄ — 10	9,788 ₆₆ — 10
10	1,800	m	9,630 ₆₃ — 10	9,730 ₀₆ — 10	9,802 ₉₁ — 10
11	1,720	st	9,650 ₃₁ — 10	9,749 ₈₁ — 10	9,822 ₆₃ — 10
12	1,550	s	9,695 ₅₇ — 10	9,795 ₀₅ — 10	9,867 ₈₈ — 10
13	1,460	s	9,721 ₅₀ — 10	9,821 ₀₅ — 10	9,893 ₈₇ — 19
14	1,400	s	9,739 ₇₃ — 10	9,839 ₂₃ — 10	9,912 ₀₆ — 10
15	1,350	s	9,755 ₅₇ — 10	9,855 ₀₃ — 10	9,927 ₈₈ — 10
16	1,250	s	9,789 ₀₂ — 10	9,888 ₃₂ — 10	9,961 ₃₃ — 10
17	1,230	m	9,796 ₀₉ — 10	9,895 ₅₃ — 10	9,968 ₃₉ — 10
18	1,188	s	9,811 ₀₄ — 10	9,910 ₅₇ — 10	9,983 ₄₀ — 10
19	1,180	s	9,813 ₉₅ — 10	9,913 ₅₀ — 10	9,986 ₃₂ — 10
20	1,168	s	9,818 ₄₂ — 10	9,917 ₉₃ — 10	9,990 ₇₄ — 10
21	1,120	s	9,836 ₆₄ — 10	9,936 ₁₆ — 10	
22	1,100	s	9,844 ₅₄ — 10	9,944 ₀₄ — 10	
23	1,030	ms	9,873 ₀₃ — 10	9,972 ₅₃ — 10	
24	1,000	ms	9,885 ₉₃ — 10	9,985 ₄₃ — 10	

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Von den angeführten Interferenzen ist Nr. 5 infolge Überlagerung mehrerer Linien verwaschen. Die für den Nachweis wichtigsten Interferenzen sind Nr. 1—5 und 8—11. Das gesamte Interferenzbild unterscheidet sich wesentlich von demjenigen des Kalkspats, so daß der Aragonit verhältnismäßig leicht aus einem Mineralgemisch zu erkennen ist.

Originalschrifttum: F. RINNE, ZS. Krist. **60**, 55—69, 1924. — A. OSAWA, Sci. Rep. Tōhoku I, **14**, 33—41, 1925. — W. L. BRAGG, Proc. Roy. Soc. **105**, 16—39

1924. — R. W. G. WYCKOFF, Am. J. Sci. **9**, 145—175, 1925; ZS. Krist. **61**, 425—451, 1925. — S. v. OLSHAUSEN, ZS. Krist. **61**, 463—514, 1925. — K. MAYER, Chem. d. Erde **6**, 239—252, 1931; **7**, 346—350, 1932. — Nachweis in den Sedimenten: CARL W. CORRENS, Wissensch. Ergeb. d. Deut. Atlant. Expedition 1925—1927, Bd. III De Gruyter, Berlin und Leipzig 1935 und 1936. — M. MEHMERL, Ber. d. Deut. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

Elia Mineralname: Dolomit

chemische Zusammensetzung: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Allgemeine Bemerkungen: Dolomit ist als Einzelkristall nicht selten auf Erz- und Mineralgängen und in Hohlräumen von Eruptivgesteinen anzutreffen. Gesteinsbildend ist er weit verbreitet in den dolomitischen Kalksteinen sowie in zahlreichen mergligen Sedimenten aller Formationen.

Gitterkonstanten: $a_0 = 6,00 \text{ \AA}$; $\alpha = 47^\circ 03'$

Gittertyp: G 11

Achsenverhältnis: $a:c = 1:0,832$

Dichte: 2,868

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_{3i}^2
b) Lauesymmetrie: C_{3i}

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$ -
 $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	3,81	s	9,304 ₉₂ — 10	9,404 ₃₂ — 10	9,477 ₁₂ — 10
2	3,18	s	9,382 ₀₂ — 10	9,482 ₈₇ — 10	9,555 ₇₀ — 10
3	2,85	stst	9,430 ₈₈ — 10	9,530 ₄₆ — 10	9,603 ₂₅ — 10
4	2,65	mst	9,462 ₅₅ — 10	9,562 ₀₅ — 10	9,634 ₈₈ — 10
5	2,53	s	9,482 ₇₃ — 10	9,582 ₁₈ — 10	9,655 ₀₄ — 10
6	2,39	ms	9,507 ₄₅ — 10	9,607 ₀₃ — 10	9,679 ₇₉ — 10
7	2,18	mst	9,547 ₄₁ — 10	9,646 ₉₉ — 10	9,719 ₇₅ — 10
8	2,00	m	9,584 ₉₀ — 10	9,684 ₄₀ — 10	9,757 ₁₇ — 10
9	1,837	s	9,621 ₇₀ — 10	9,721 ₂₃ — 10	9,794 ₀₇ — 10
10	1,780	st	9,635 ₃₈ — 10	9,734 ₈₈ — 10	9,807 ₇₄ — 10
11	1,560	s	9,692 ₇₆ — 10	9,792 ₂₅ — 10	9,865 ₁₀ — 10
12	1,532	m	9,700 ₈₂ — 10	9,800 ₁₀ — 10	9,872 ₉₁ — 10
13	1,456	ms	9,722 ₇₂ — 10	9,822 ₂₃ — 10	9,895 ₀₄ — 10
14	1,427	s	9,731 ₄₃ — 10	9,830 ₉₇ — 10	9,903 ₇₄ — 10
15	1,382	m	9,745 ₃₉ — 10	9,844 ₈₅ — 10	9,917 ₆₆ — 10
16	1,329	m	9,762 ₃₈ — 10	9,861 ₈₉ — 10	9,934 ₆₅ — 10
17	1,291	s	9,774 ₉₅ — 10	9,874 ₄₂ — 10	9,947 ₂₄ — 10
18	1,265	ms	9,783 ₈₃ — 10	9,883 ₃₂ — 10	9,956 ₁₂ — 10
19	1,230	m	9,796 ₀₂ — 10	9,895 ₃₅ — 10	9,968 ₃₀ — 10
20	1,195	s	9,808 ₅₅ — 10	9,908 ₀₆ — 10	9,980 ₈₇ — 10
21	1,162	m	9,820 ₆₆ — 10	9,920 ₁₈ — 10	9,993 ₀₀ — 10
22	1,139	s	9,829 ₃₇ — 10	9,928 ₈₆ — 10	
23	1,119	ms	9,837 ₀₉ — 10	9,936 ₅₆ — 10	
24	1,105	m	9,842 ₄₈ — 10	9,942 ₀₁ — 10	
25	1,093	ms	9,847 ₂₆ — 10	9,946 ₈₀ — 10	
26	1,002	ms	9,885 ₀₂ — 10	9,984 ₅₃ — 10	

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit im Pulverdiagramm: Der Dolomit zeigt ein ganz charakteristisches Pulver-

diagramm, auf Grund dessen er neben Kalkspat, mit dem er meist vergesellschaftet ist, ohne weiteres erkannt werden kann. Bei Anwesenheit von sehr viel Kalkspat ist allerdings der Nachweis von Dolomit meist unsicher.

Originalschrifttum: G. W. LEVI und A. FERRARI, Rend. Acc. Naz. Lincei **33**, 516—521, 1924. — R. W. G. WYCKOFF und H. E. MERWIN, Am. J. Sci. **8**, 447 bis 461, 1924. — J. A. WASASTJERNA, Comm. Phys. Math. Soc. Scient. Fenn. **11**, 14, 1924. — L. GARRABOS, Diss. Paris 1926. — F. HALLA, Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. IIb **139**, 683—690, 1930. — E. KÖHLER, Chem. d. Erde **6**, 257—268, 1931. — K. SCHOKLITSCH, ZS. Krist. (A) **90**, 433—445, 1935. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Ker. Ges. **19**, 295—328, 1938.

Flc1 Mineralname: Augit (Diopsid)

chemische Zusammensetzung: $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$

Allgemeine Bemerkungen: Der Augit ist vorwiegend an Eruptivgesteine gebunden. In Sedimenten gehört er meist den größeren Fraktionen an. In den feinsten Anteilen ist er nur gelegentlich zu finden. Die Unterscheidung der verschiedenen Augite im Pulverdiagramm ist äußerst schwierig, da die Unterschiede in den Gitterdimensionen nur gering sind und beim Pulverdiagramm nahe an der Fehlergrenze liegen. In einem Mineralgemisch wird es daher nur schwer möglich sein, die Augite mittels der Pulvermethode näher zu charakterisieren.

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$, $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	6,48	st	9,074 ₀₈ —10	9,173 ₇ —10	9,246 ₅₀ —10
2	5,05	s	9,182 ₇₀ —10	9,282 ₁₇ —10	9,354 ₈₈ —10
3	4,63	s	9,220 ₁₁ —10	9,319 ₃ —10	9,392 ₅₂ —10
4	2,26	mst	9,256 ₄₈ —10	9,355 ₃₃ —10	9,428 ₇₈ —10
5	3,98	mst	9,286 ₀₁ —10	9,385 ₄₃ —10	9,458 ₁₈ —10
6	3,46	st	9,346 ₇₄ —10	9,446 ₃₈ —10	9,519 ₁₇ —10
7	2,94	st	9,417 ₄₇ —10	9,517 ₀₆ —10	9,589 ₈₄ —10
8	2,50	stst	9,487 ₉₉ —10	9,587 ₄₉ —10	9,660 ₃₀ —10
9	2,37	m	9,511 ₀₈ —10	9,610 ₆₆ —10	9,683 ₄₁ —10
10	2,18	s	9,547 ₄₁ —10	9,646 ₉₉ —10	9,719 ₇₅ —10
11	2,12	s	9,559 ₅₅ —10	9,658 ₉₆ —10	9,731 ₈₃ —10
12	2,05	st	9,574 ₁₅ —10	9,673 ₉₇ —10	9,746 ₄₈ —10
13	1,917	ms	9,603 ₂₅ —10	9,702 ₇₈ —10	9,775 ₅₄ —10
14	1,861	s	9,616 ₁₆ —10	9,715 ₆₇ —10	9,788 ₄₅ —10
15	1,770	s	9,637 ₈₉ —10	9,737 ₃₅ —10	9,810 ₂₃ —10
16	1,652	m	9,667 ₉₂ —10	9,767 ₃₈ —10	9,840 ₂₃ —10
17	1,592	m	9,683 ₉₅ —10	9,783 ₄₇ —10	9,856 ₂₅ —10
18	1,503	m	9,708 ₉₃ —10	9,808 ₄₁ —10	9,881 ₂₇ —10
19	1,448	m	9,725 ₁₈ —10	9,824 ₆₅ —10	9,897 ₄₆ —10
20	1,411	ms	9,736 ₄₀ —10	9,835 ₃₈ —10	9,908 ₇₀ —10
21	1,357	s	9,753 ₃₅ —10	9,852 ₈₅ —10	9,925 ₆₂ —10
22	1,325	s	9,763 ₇₂ —10	9,863 ₃₆ —10	9,936 ₀₁ —10
23	1,312	s	9,767 ₉₀ —10	9,867 ₄₁ —10	9,940 ₂₇ —10
24	1,272	m	9,781 ₄₀ —10	9,880 ₈₇ —10	9,955 ₇₁ —10
25	1,239	s	9,792 ₈₁ —10	9,892 ₈₁ —10	9,965 ₁₅ —10
26	1,179	s	9,814 ₃₈ —10	9,913 ₃₇ —10	9,986 ₆₈ —10
27	1,147	s	9,826 ₃₃ —10	9,925 ₈₃ —10	

Gitterkonstanten: $a_0 = 9,71 \text{ \AA}$; $b_0 = 8,89 \text{ \AA}$; $c_0 = 5,24 \text{ \AA}$; $\beta = 74^\circ 10'$
 Gittertyp: $S4_1$

Achsenverhältnis: $a_0 : b_0 : c_0 = 1,092 : 1 : 0,590$ Dichte: 3,3

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_{2h}^6

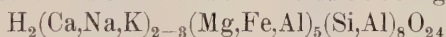
b) Lauesymmetrie: C_{2h}

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Infolge der monoklinen Symmetrie treten bei den Linien 2—5, 9—11, 13—15 und 20 Überlagerungen benachbarter Interferenzen ein, so daß das Diagramm an diesen Stellen z. T. stark verwaschene Linien zeigt. Für den Nachweis charakteristisch sind vor allem die Linien 1, 4—9, 12, 16—20 und 24.

Originalschrifttum: R. W. G. WYCKOFF, H. E. MERWIN, H. S. WASHINGTON, Am. J. Sci. **10**, 382—397, 1925. — R. W. G. WYCKOFF und H. E. MERWIN, Am. J. Sci. **9**, 379—394, 1925; ZS. Krist. **62**, 540—552, 1925. — B. E. WARREN und J. BISCOE, ZS. Krist. **80**, 391—401, 1931. — B. E. WARREN und W. L. BRAGG, ZS. Krist. **69**, 168—193, 1928. — W. L. BRAGG, Proc. Roy. Soc. London (A) **123**, 537—559, 1929. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Ker. Ges. **19**, 295—328, 1938.

Fic2 Mineralname: Hornblende

chemische Zusammensetzung:



Allgemeine Bemerkungen: Die Minerale der Hornblendegruppe sind vorwiegend an Eruptivgesteine gebunden. In den Sedimenten treten die Hornblenden meist nur in den größeren Fraktionen auf und können dort verhältnismäßig leicht mittels der optischen Methoden bestimmt werden. Bei der Identifizierung der synthetischen Hornblende haben die Röntgenmethoden (Drehkristallmethode) gute Dienste geleistet (vgl. W. LÜDKE). Im Pulverdiagramm sind die einzelnen Minerale der Hornblendegruppe nicht zu unterscheiden. Die Gitterkonstanten liegen so nahe beieinander, daß die Unterschiede im Pulverdiagramm innerhalb der Fehlergrenzen liegen. In Mineralgemischen wird es daher nicht möglich sein, die Hornblenden mittels der Pulvermethoden näher zu charakterisieren.

Gitterkonstanten für Tremolit: $a_0 = 9,8 \text{ \AA}$; $b_0 = 17,8 \text{ \AA}$; $c_0 = 5,25 \text{ \AA}$;
 Gittertyp: $S4_2$ $\beta = 73^\circ 58'$

Achsenverhältnis: $a_0 : b_0 : c_0 = 0,547 : 1 : 0,295$

Dichte: ca. 3,3 (abhängig von der chemischen Zusammensetzung)

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_{2h}^3

b) Lauesymmetrie: C_{2h}

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Infolge Überlagerung dicht benachbarter Interferenzen sind die Linien 9—12, 14, 21, 22, 25 und 26 breit bzw. verwaschen. Im allgemeinen kann man in Pulverdiagrammen die Hornblende leicht erkennen. Das Pulverdiagramm unterscheidet sich von denjenigen anderer Minerale deutlich.

Originalschrifttum: B. GOSSNER und F. MUSSGNUM, N. Jb. f. Min. Beilage-Bd. **58**, 213—252, 1928. — K. JOHANSSON, ZS. Krist. **73**, 31—51, 1930. — B. E. WARREN, ZS. Krist. **72**, 493—517, 1930; ZS. Krist. **72**, 42—57, 1929. — B. GOSSNER und

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$,
 $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	5,05	ms	9,182 ₇₀ — 10	9,282 ₁₇ — 10	9,354 ₈₈ — 10
2	4,54	ms	9,228 ₆₆ — 10	9,328 ₁₈ — 10	9,401 ₀₆ — 10
3	4,16	ms	9,266 ₇₀ — 10	9,366 ₃₄ — 10	9,439 ₀₂ — 10
4	3,89	s	9,295 ₇₈ — 10	9,395 ₃₃ — 10	9,468 ₂₀ — 10
5	3,17	m	9,384 ₇₁ — 10	9,484 ₃₀ — 10	9,557 ₀₃ — 10
6	3,12	stst	9,391 ₈₂ — 10	9,491 ₃₂ — 10	9,564 ₀₇ — 10
7	2,95	ms	9,415 ₉₇ — 10	9,515 ₄₈ — 10	9,588 ₃₇ — 10
8	2,73	st	9,449 ₇₉ — 10	9,549 ₃₅ — 10	9,622 ₁₁ — 10
9	2,57	ms	9,475 ₆₉ — 10	9,575 ₄₂ — 10	9,648 ₂₆ — 10
10	2,34	mst	9,516 ₀₇ — 10	9,616 ₁₆ — 10	9,688 ₉₅ — 10
11	2,17	m	9,549 ₃₇ — 10	9,648 ₉₅ — 10	9,721 ₇₃ — 10
12	2,009	m	9,552 ₈₆ — 10	9,682 ₄₂ — 10	9,755 ₁₉ — 10
13	1,883	m	9,610 ₉₈ — 10	9,710 ₅₄ — 10	9,783 ₃₃ — 10
14	1,817	ms	9,626 ₅₅ — 10	9,725 ₉₉ — 10	9,798 ₈₆ — 10
15	1,644	mst	9,669 ₉₇ — 10	9,769 ₄₅ — 10	9,842 ₃₀ — 10
16	1,615	mst	9,677 ₇₀ — 10	9,777 ₂₁ — 10	9,849 ₉₇ — 10
17	1,580	ms	9,687 ₂₆ — 10	9,786 ₇₅ — 10	9,859 ₅₆ — 10
18	1,503	m	9,708 ₉₃ — 10	9,808 ₄₁ — 10	9,881 ₂₇ — 10
19	1,433	st	9,729 ₆₅ — 10	9,829 ₁₈ — 10	9,901 ₉₅ — 10
20	1,398	s	9,740 ₄₄ — 10	9,839 ₉₂ — 10	9,912 ₇₀ — 10
21	1,359	ms	9,752 ₆₆ — 10	9,852 ₁₇ — 10	9,925 ₀₀ — 10
22	1,340	ms	9,758 ₇₆ — 10	9,858 ₃₀ — 10	9,931 ₁₀ — 10
23	1,311	m	9,768 ₂₇ — 10	9,867 ₇₆ — 10	9,940 ₅₇ — 10
24	1,296	m	9,773 ₃₅ — 10	9,872 ₃₀ — 10	9,945 ₆₂ — 10
25	1,229	s	9,796 ₃₀ — 10	9,895 ₈₁ — 10	9,968 ₆₂ — 10
26	1,192	ms	9,809 ₀₃ — 10	9,909 ₁₃ — 10	9,976 ₇₂ — 10
27	1,111	m	9,840 ₁₇ — 10	9,939 ₉₇ — 10	
28	1,078	m	9,853 ₂₇ — 10	9,952 ₉₉ — 10	
29	1,045	mst	9,866 ₇₈ — 10	9,966 ₂₈ — 10	
30	1,028	mst	9,873 ₉₀ — 10	9,973 ₄₀ — 10	
31	0,980	m	9,894 ₇₀ — 10	9,994 ₁₉ — 10	

F. SPIEGELBERGER, ZS. Krist. **72**, 111—142, 1929. — W. LÜDKE, Naturw. **22**, 452, 1934. — M. MEHML, Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

FI d2 Mineralname: Glimmer

chemische Zusammensetzung:

1. Typus Muskowit-Paragonit: $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{\text{III}})_4(\text{OH}, \text{F})_4[(\text{Al}, \text{Fe}^{\text{III}})_2\text{Si}_6\text{O}_{20}]$
2. Typus Phlogopit-Biotit: $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{\text{II}})_6(\text{OH}, \text{F})_4[(\text{Al}, \text{Fe}^{\text{III}})_2\text{Si}_6\text{O}_{20}]$

Allgemeine Bemerkungen: Die Glimmer sind sowohl in Eruptivgesteinen wie auch in den tonigen Sedimenten weit verbreitet. Die beiden Typen lassen sich im reinen Zustand bei sorgfältiger Arbeitsweise im Pulverdiagramm unterscheiden. In Gegenwart anderer Minerale ist es jedoch meist sehr schwierig die feinen Unterschiede zu erkennen, so daß man sich bei den Angaben im allgemeinen auf den Sammelnamen Glimmer beschränken muß.

Gitterkonstanten von Muskowit: $a_0 = 5,18 \text{ Å}$; $b_0 = 9,02 \text{ Å}$;

Gittertyp: $S5_1$ $c_0 = 20,04 \text{ Å}$; $\beta = 95^\circ 30'$

Achsenverhältnis: $a_0 : b_0 : c_0 = 0,574 : 1 : 2,217$

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_{2h}^6

b) Lauesymmetrie: C_{2h}

a) Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$, $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm von Muskowit

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	9,96	mst	8,887 ₀₂ — 10	8,987 ₂₂ — 10	9,060 ₃₂ — 10
2	4,96	m	9,190 ₃₃ — 10	9,288 ₂₅ — 10	9,362 ₀₇ — 10
3	4,47	mst	9,235 ₃₃ — 10	9,335 ₀₆ — 10	9,407 ₇₃ — 10
4	3,71	ms	9,316 ₀₀ — 10	9,415 ₀₇ — 10	9,488 ₈₃ — 10
5	3,51	ms	9,340 ₆₄ — 10	9,439 ₀₆ — 10	9,512 ₈₂ — 10
6	3,32	st	9,364 ₇₄ — 10	9,464 ₁₉ — 10	9,537 ₀₃ — 10
7	3,19	m	9,382 ₂₀ — 10	9,481 ₅₉ — 10	9,554 ₃₇ — 10
8	2,99	ms	9,410 ₂₇ — 10	9,509 ₇₄ — 10	9,582 ₅₂ — 10
9	2,84	m	9,432 ₀₅ — 10	9,532 ₁₂ — 10	9,604 ₈₇ — 10
10	2,56	st	9,477 ₇₀ — 10	9,571 ₁₅ — 10	9,649 ₉₂ — 10
11	2,46	s	9,494 ₉₉ — 10	9,594 ₅₀ — 10	9,667 ₂₇ — 10
12	2,38	ms	9,509 ₃₄ — 10	9,608 ₈₅ — 10	9,681 ₆₀ — 10
13	2,31	ms	9,522 ₃₁ — 10	9,621 ₈₀ — 10	9,694 ₀₁ — 10
14	2,20	s	9,543 ₄₅ — 10	9,642 ₉₆ — 10	9,715 ₇₅ — 10
15	2,13	m	9,557 ₅₁ — 10	9,656 ₉₆ — 10	9,729 ₈₁ — 10
16	1,952	mst	9,595 ₃₉ — 10	9,694 ₈₇ — 10	9,767 ₀₈ — 10
17	1,823	s	9,625 ₁₁ — 10	9,724 ₃₀ — 10	9,797 ₄₁ — 10
18	1,647	mst	9,669 ₂₂ — 10	9,768 ₇₁ — 10	9,841 ₄₈ — 10
19	1,608	s	9,679 ₆₁ — 10	9,779 ₀₉ — 10	9,851 ₈₇ — 10
20	1,499	mst	9,710 ₁₂ — 10	9,809 ₅₆ — 10	9,882 ₄₁ — 10
21	1,346	m	9,756 ₈₆ — 10	9,856 ₃₁ — 10	9,929 ₁₆ — 10
22	1,288	ms	9,775 ₀₇ — 10	9,875 ₄₇ — 10	9,948 ₂₇ — 10
23	1,245	ms	9,790 ₇₈ — 10	9,890 ₃₀ — 10	9,963 ₀₃ — 10

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Die Linien 18—21 erscheinen im Diagramm infolge Überlagerung dicht benachbarter Interferenzen verwaschen. Das Interferenzbild ist charakteristisch, so daß der Muskowit in Pulverdiagrammen von Mineralgemischen leicht erkannt werden kann. Besonders charakteristisch sind die Interferenzen 1, 2, 3, 6, 7, 9, 10, 16, 18 und 20.

b) Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$, $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm von Biotit

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	10,35	st	8,870 ₉₉ — 10	8,970 ₃₅ — 10	9,042 ₉₇ — 10
2	4,64	m	9,219 ₃₂ — 10	9,318 ₆₉ — 10	9,391 ₆₄ — 10
3	3,36	mst	9,359 ₀₅ — 10	9,459 ₀₉ — 10	9,531 ₈₆ — 10
4	2,65	st	9,462 ₆₀ — 10	9,562 ₁₇ — 10	9,634 ₉₈ — 10
5	2,45	ms	9,496 ₇₉ — 10	9,596 ₀₅ — 10	9,669 ₀₄ — 10
6	2,30	ms	9,524 ₁₄ — 10	9,623 ₃₆ — 10	9,696 ₄₄ — 10
7	2,19	m	9,545 ₄₃ — 10	9,644 ₉₃ — 10	9,717 ₀₇ — 10
8	2,12	mst	9,559 ₅₅ — 10	9,658 ₉₆ — 10	9,731 ₈₃ — 10
9	2,00	m	9,584 ₉₀ — 10	9,684 ₄₀ — 10	9,757 ₁₇ — 10
10	1,927	ms	9,601 ₀₈ — 10	9,700 ₅₃ — 10	9,773 ₄₁ — 10
11	1,819	ms	9,626 ₀₃ — 10	9,735 ₅₀ — 10	9,798 ₃₁ — 10
12	1,691	mst	9,657 ₈₂ — 10	9,757 ₂₄ — 10	9,840 ₀₅ — 10
13	1,543	st	9,697 ₅₈ — 10	9,796 ₉₉ — 10	9,869 ₈₂ — 10
14	1,483	ms	9,714 ₇₅ — 10	9,814 ₂₅ — 10	9,887 ₀₀ — 10
15	1,368	m	9,749 ₈₁ — 10	9,849 ₃₀ — 10	9,922 ₁₀ — 10

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: In einem Mineralgemisch kann der Biotit neben Muskowit nur dann mit Sicherheit nachgewiesen werden, wenn der erstere als Hauptbestandteil vorhanden ist. In allen anderen Fällen muß man sich mit der Angabe des Sammelnamens „Glimmer“ begnügen. Die wichtigsten Linien für den Nachweis sind: 1, 3, 4, 7, 8, 12 und 13.

Originalschriftum: Ch. MAUGUIN, Compt. rend. **185**, 288—291, 1929; **186**, 879—889, 1131—1133, 1928; **187**, 303—304, 1928. — LINUS PAULING, Proc. Nat. Acad. Sci. USA **16**, 123—129, 1930. — W. W. JACKSON und J. WEST, ZS. Krist. **76**, 211 bis 227, 1931; **85**, 160—164, 1933. — G. NAGELSCHMIDT, ZS. Krist. (A) **97**, 514—521, 1937. — CARL W. CORRENS, Wiss. Ergeb. d. D. Altant. Expedition 1925—1927, Bd. III, De Gruyter, Berlin und Leipzig 1935 und 1936. — E. MAEGDEFRAU und U. HOFMANN, ZS. Krist. (A) **98**, 299—323, 1917. — M. MEHMEI, Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295 bis 328, 1938.

Fld3 Mineralname: Glaukonit

chemische Zusammensetzung:

Wasserhaltiges Eisen-Aluminium-Silikat von wechselnder
Zusammensetzung mit 2—15 % K₂O

Allgemeine Bemerkungen: Der Glaukonit kommt als Neubildung in vielen Sedimenten vor. In größeren Mengen tritt er in den Grünsanden der verschiedenen Formationen auf. Die Struktur des Glaukonits ist noch nicht endgültig geklärt.

Gitterkonstanten: $a_0 = 5,24 \text{ \AA}$; $b_0 = 9,07 \text{ \AA}$; $c_0 = 20,03 \text{ \AA}$; $\beta = 95^\circ$
Achsenverhältnis: $a_0 : b_0 : c_0 = 0,5773 : 1 : 2,208$

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für Cu $_{K\alpha}$ -,
Fe $_{K\alpha}$ - und Cr $_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. Cu $_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. Fe $_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. Cr $_{K\alpha}$ - Strahlung
1	9,95	st	8,888 ₁₈ — 10	8,987 ₆₇ — 10	9,060 ₃₂ — 10
2	4,52	st	9,230 ₇₀ — 10	9,330 ₂₁ — 10	9,402 ₉₅ — 10
3	3,67	mst	9,321 ₁₈ — 10	9,420 ₆₂ — 10	9,493 ₄₆ — 10
4	3,33	mst	9,363 ₄₂ — 10	9,462 ₈₅ — 10	9,535 ₆₇ — 10
5	3,09	m	9,396 ₀₂ — 10	9,495 ₄₁ — 10	9,568 ₃₀ — 10
6	2,58	st	9,474 ₃₆ — 10	9,573 ₈₀ — 10	9,646 ₈₀ — 10
7	2,39	mst	9,507 ₄₅ — 10	9,606 ₉₂ — 10	9,679 ₇₀ — 10
8	2,25	ms	9,533 ₇₇ — 10	9,633 ₁₇ — 10	9,706 ₀₃ — 10
9	2,14	ms	9,555 ₄₆ — 10	9,654 ₉₅ — 10	9,727 ₇₀ — 10
10	1,988	m	9,587 ₄₉ — 10	9,686 ₉₉ — 10	9,759 ₇₄ — 10
11	1,626	mst	9,674 ₇₇ — 10	9,774 ₂₂ — 10	9,847 ₀₂ — 10
12	1,505	st	9,708 ₄₂ — 10	9,807 ₈₇ — 10	9,880 ₇₀ — 10
13	1,302	mst	9,771 ₃₉ — 10	9,870 ₇₅ — 10	9,943 ₅₀ — 10
14	1,256	m	9,786 ₉₀ — 10	9,886 ₄₃ — 10	9,959 ₂₃ — 10

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Das Pulverdiagramm von Glaukonit ist sehr ähnlich demjenigen des Muskowits, so daß es meist recht schwierig ist, bei Gegenwart von Muskowit den Glaukonit im Pulverdiagramm zu erkennen. Infolge Überlagerung dicht benachbarter Interferenzen sind die Linie 8, 9 und 11 im Diagramm verwachsen.

Originalschrifttum: J. W. GRÜNER, Am. Min. **20**, 699—714, 1935. — E. MARGDEFRAU und U. HOFMANN, ZS. Krist. (A) **98**, 31—59, 1937. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

FId4 Mineralname: Kaolinit

chemische Zusammensetzung: $(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5$

Allgemeine Bemerkungen: Der Kaolinit ist ein weit verbreitetes Mineral der tonigen Sedimente. Er spielt in der Porzellan- und der keramischen Industrie eine große Rolle und tritt bei der Untersuchung keramischer Rohstoffe immer in Erscheinung.

Gitterkonstanten: $a_0 = 5,14 \text{ \AA}$; $b_0 = 8,90 \text{ \AA}$; $c_0 = 14,5 \text{ \AA}$; $\beta = 100^\circ 12'$

Achsenverhältnis: $a_0 : b_0 : c_0 = 0,578 : 1 : 1,630$

Dichte: 2,609

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_s^4 oder C_{2h}^6

b) Lauesymmetrie: C_{2h}

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$, $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	7,16	st	9,030 ₄₀ — 10	9,130 ₃₃ — 10	9,203 ₀₃ — 10
2	4,42	st	9,240 ₃₀ — 10	9,339 ₅₅ — 10	9,412 ₆₃ — 10
3	4,20	mst	9,262 ₄₅ — 10	9,361 ₉₂ — 10	9,434 ₇₃ — 10
4	3,50	st	9,341 ₃₃ — 10	9,441 ₃₈ — 10	9,514 ₁₅ — 10
5	3,38	s	9,356 ₉₈ — 10	9,456 ₃₇ — 10	9,529 ₁₇ — 10
6	2,57	st	9,475 ₉₆ — 10	9,575 ₄₂ — 10	9,648 ₂₆ — 10
7	2,50	st	9,487 ₉₉ — 10	9,587 ₄₉ — 10	9,660 ₃₀ — 10
8	2,35	st	9,514 ₈₁ — 10	9,614 ₂₆ — 10	9,687 ₀₈ — 10
9	2,29	m	9,525 ₀₅ — 10	9,625 ₅₂ — 10	9,698 ₃₇ — 10
10	1,996	m	9,585 ₃₀ — 10	9,685 ₅₉ — 10	9,758 ₀₈ — 10
11	1,858	s	9,616 ₉₀ — 10	9,716 ₃₄ — 10	9,789 ₁₀ — 10
12	1,793	ms	9,632 ₃₆ — 10	9,731 ₈₃ — 10	9,804 ₀₂ — 10
13	1,666	st	9,664 ₁₇ — 10	9,763 ₇₃ — 10	9,836 ₅₁ — 10
14	1,628	m	9,674 ₃₂ — 10	9,773 ₇₁ — 10	9,846 ₅₂ — 10
15	1,546	ms	9,696 ₇₁ — 10	9,796 ₁₆ — 10	9,869 ₀₀ — 10
16	1,490	st	9,712 ₇₃ — 10	9,812 ₁₈ — 10	9,885 ₀₂ — 10
17	1,342	ms	9,758 ₅₅ — 10	9,857 ₀₃ — 10	9,930 ₁₄ — 10
18	1,311	m	9,768 ₁₉ — 10	9,867 ₁₀ — 10	9,940 ₅₇ — 10
19	1,290	ms	9,775 ₃₅ — 10	9,874 ₇₇ — 10	9,947 ₅₈ — 10
20	1,242	m	9,791 ₇₆ — 10	9,891 ₂₆ — 10	9,964 ₀₇ — 10
21	1,200	ms	9,806 ₇₂ — 10	9,906 ₂₃ — 10	9,979 ₀₅ — 10

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Infolge der monoklinen Symmetrie sind die Interferenzen 2—5, 13, 15 und 18—21 durch Überlagerung mehrerer benachbarter Linien im Diagramm verwaschen. Die für den Nachweis wichtigsten Interferenzen sind: 1—4, 6—10, 13, 14 und 16. Hierbei ist weiterhin noch darauf zu achten, daß die erste Interferenz mit derjenigen von Metahalloysit zusammenfällt. Eine Anzahl anderer Interferenzen fallen mit solchen anderer Tonminerale oder mit Glimmer zusammen. Eine Unterscheidung der einzelnen Tonminerale ist ver-

hältnismäßig schwierig und erfordert einige Übung. Dies wird besonders erschwert durch die Gegenwart von Glimmer.

Originalschrifttum: F. RINNE, Naturw. **12**, 244—246, 1924; ZS. Krist. **61**, 113—124, 1925. — L. PAULING, Proc. Nat. Acad. Sci. USA **16**, 123—129, 453—459, 578—582, 1930. — P. SCHACHTSCHABEL, Chem. d. Erde **4**, 395—419, 1930. — C. S. ROSS und P. F. KERR, Amer. Mineral. **15**, 34—39, 1930. — P. F. KERR, Amer. Mineral. **15**, 144—158, 1930. — J. W. GRUNER, ZS. Krist. **83**, 75—88, 1932. — E. T. WHERRY, C. S. ROSS und P. F. KERR, Colloid Symposium Monograph **7**, 191 bis 193, 1930. — C. J. KSANDA und T. F. W. BARTH, Amer. Mineral. **20**, 631—637, 1935. — M. MEHMEI, ZS. Krist. **90**, 35—43, 1935; Chem. d. Erde **11**, 1—16, 1937; Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938.

FI d4 Mineralname: Halloysit

chemische Zusammensetzung: $(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Allgemeine Bemerkungen: Halloysit tritt nur in erdigen Massen mit muschligem Bruch auf. Für die Identifizierung kommt nur die Pulvermethode in Frage. Die strukturellen Daten stellen nur angenäherte Werte dar, da sie ebenfalls nur aus Pulveraufnahmen gewonnen werden konnten. An Hand der d_{hkl} -Werte der Pulverdiagramme läßt sich aber die Identifizierung ohne weiteres durchführen. In der Natur tritt der Halloysit in der zum Teil wasserärmeren Form als Metahalloysit (s. S. 115) auf.

Gitterkonstanten: $a_0 = 5,20 \text{ \AA}$, $b_0 = 8,92 \text{ \AA}$, $c_0 = 10,25 \text{ \AA}$, $\beta \sim 100^\circ$

Gittertyp: gehört zu den S-Typen

Achsenverhältnis: $a_0:b_0:c_0 = 0,583:1:1,149$

Dichte: $\sim 2,0$

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_s^3 oder C_{2h}^6

b) Lauesymmetrie: C_{2h}

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$ -, $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	10,1	stst	8,881 ₃₈ — 10	8,980 ₉₁ — 10	9,053 ₈₅ — 10
2	4,48	st	9,234 ₅₂ — 10	9,334 ₀₅ — 10	9,406 ₈₈ — 10
3	3,40	m	9,354 ₄₉ — 10	9,453 ₉₃ — 10	9,526 ₇₃ — 10
4	2,56	m	9,477 ₇₀ — 10	9,577 ₁₅ — 10	9,649 ₉₂ — 10
5	2,37	ms	9,501 ₀₈ — 10	9,610 ₆₆ — 10	9,683 ₄₁ — 10
6	2,23	ms	9,537 ₅₇ — 10	9,637 ₀₉ — 10	9,709 ₃₆ — 10
7	1,685	ms	9,659 ₂₅ — 10	9,758 ₇₆ — 10	9,831 ₅₅ — 10
8	1,481	mst	9,715 ₃₃ — 10	9,814 ₈₅ — 10	9,887 ₉₇ — 10
9	1,288	ms	9,775 ₉₇ — 10	9,875 ₄₇ — 10	9,948 ₃₇ — 10
10	1,236	ms	9,795 ₈₆ — 10	9,893 ₃₇ — 10	9,966 ₁₉ — 10

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Infolge der niedrigen Symmetrie tritt im Pulverdiagramm eine teilweise Überlagerung dicht benachbarter Linien ein, so daß die Interferenzen Nr. 3—8 auf dem Film als verhältnismäßig breite und verwaschene Interferenzringe auftreten. Für den Nachweis muß man das gesamte Interferenzbild betrachten, da ein Teil der Interferenzen mit denjenigen anderer Minerale zusammenfallen. Schwierig

ist die Identifizierung, wenn in einem Mineralgemisch neben Halloysit noch reichlich Glimmer vorhanden ist. Die innerste Interferenz bietet dann keinen sicheren Anhaltspunkt für den Nachweis, da sie mit derjenigen von Glimmer zusammenfällt. Bei der Untersuchung toniger Sedimente muß man folgendes beachten: Da es üblich ist bei der mechanischen Analyse die einzelnen Korngrößengruppen bei 105° zu trocknen, um einen festen Bezugspunkt zu haben, so liegt der Halloysit bei der Untersuchung als Metahalloysit vor. Eine Unterscheidung vom Kaolinit auf röntgenographischem Wege ist dann meist sehr schwierig. Es ist aus diesem Grunde erforderlich, im Zweifelsfalle eine zweite, bei Zimmertemperatur getrocknete Probe zu untersuchen. Aus dem Verschwinden der bei ca. 7 Å auftretenden Interferenz des Metahalloysits kann man auf die Anwesenheit von Halloysit schließen. Ist neben Halloysit auch Kaolinit vorhanden, so wird es in den meisten Fällen nicht möglich sein, den Halloysit mit Bestimmtheit zu erkennen.

Originalschrifttum: G. NAGELSCMIDT, ZS. Krist. (A) **87**, 120—145, 1934. — M. MEHMEL, ZS. Krist. (A) **90**, 35—43, 1935. — St. B. HENDRICKS, Am. Min. **23**, 295—301, 1938. — U. HOFMANN, K. ENDELL und D. WILM, ZS. angew. Chem. **147**, 539—547, 1934. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Ker. Ges. **19**, 295—328, 1938.

FI d4 Mineralname: Metahalloysit

chemische Zusammensetzung: $(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5$

Allgemeine Bemerkungen: Metahalloysit tritt in erdigen Massen mit muschligem Bruch auf und ist ein entwässerter Halloysit. Bei der Untersuchung toniger Sedimente liegt der Halloysit als Metahalloysit vor, wenn die einzelnen Korngrößensfraktionen bei 105° getrocknet worden sind.

Gitterkonstanten: $a_0 = 5,15 \text{ Å}$; $b_0 = 8,9 \text{ Å}$; $c_0 = 7,57 \text{ Å}$; $\beta \sim 100^\circ$

Gittertyp: gehört zu den S-Typen

Achsenverhältnis: $a_0:b_0:c_0 = 0,579:1:0,851$

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_s^3 bzw. C_{2h}^6

b) Lauesymmetrie: C_{2h}

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$, $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	7,46	st	9,013 ₂₆ — 10	9,112 ₆₁ — 10	9,185 ₂₆ — 10
2	4,86	m	9,199 ₂₁ — 10	9,298 ₆₃ — 10	9,371 ₄₄ — 10
3	4,36	stst	9,239 ₀₅ — 10	9,338 ₄₆ — 10	9,411 ₃₈ — 10
4	3,57	m	9,333 ₂₅ — 10	9,432 ₆₅ — 10	9,505 ₅₆ — 10
5	2,56	m	9,477 ₇₀ — 10	9,577 ₁₅ — 10	9,649 ₉₂ — 10
6	2,31	st	9,522 ₃₁ — 10	9,621 ₈₀ — 10	9,694 ₆₁ — 10
7	2,02	s	9,580 ₅₃ — 10	9,679 ₉₇ — 10	9,752 ₈₈ — 10
8	1,658	ms	9,666 ₃₃ — 10	9,765 ₃₂ — 10	9,838 ₃₀ — 10
9	1,479	mst	9,715 ₉₂ — 10	9,815 ₃₃ — 10	9,888 ₈ — 10
10	1,281	ms	9,778 ₃₇ — 10	9,877 ₃₃ — 10	9,950 ₆₆ — 10
11	1,230	s	9,796 ₀₂ — 10	9,895 ₄₈ — 10	9,968 ₃₀ — 10

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Vgl. die ausführlichen Bemerkungen beim Halloysit. Infolge Überlagerung dicht benachbarter Interferenzen sind die Linien 3—11 im Diagramm verwaschen.

Originalschriftum: M. MEHMEI, ZS. Krist. (A) **90**, 35—43, 1935; Ber. d. D. Keram. Ges. **19**, 295—328, 1938. — ST. B. HENDRICKS, Am. Min. **23**, 295—301, 1938.

FI d4 Mineralname: Montmorillonit

chemische Zusammensetzung: $4 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}, n\text{H}_2\text{O}$

Allgemeine Bemerkungen: Der Montmorillonit ist ein in den tonigen Sedimenten weit verbreitetes Mineral. Beim Nachweis von Montmorillonit kommen nur die Pulvermethoden in Frage. Charakteristische Eigenschaften des Montmorillonits sind sein Quellvermögen und der Basenaustausch.

Gitterkonstanten: Es wurden bestimmt: $a_0 = 5,09 \text{ \AA}$; $b_0 = 8,83 \text{ \AA}$;
 $c_0 = 15,2 \text{ \AA}$

Die Länge der c_0 -Achse ist abhängig vom Wassergehalt

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha^-}$,
 $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ und $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in \AA	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha^-}$ Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha^-}$ Strahlung
1	14,08	st	8,737 ₁₉ — 10	8,836 ₃₂ — 10	8,909 ₅₆ — 10
2	4,45	stst	9,237 ₅₄ — 10	9,337 ₀₆ — 10	9,409 ₇₆ — 10
3	3,71	s	9,316 ₆₀ — 10	9,415 ₉₇ — 10	9,488 ₈₃ — 10
4	2,94	m	9,417 ₆₄ — 10	9,517 ₀₆ — 10	9,589 ₈₄ — 10
5	2,55	m	9,479 ₄₃ — 10	9,578 ₈₇ — 10	9,651 ₆₇ — 10
6	2,47	st	9,493 ₁₈ — 10	9,592 ₆₂ — 10	9,665 ₄₉ — 10
7	2,40	m	9,505 ₉₉ — 10	9,605 ₂₀ — 10	9,677 ₉₇ — 10
8	2,23	ms	9,537 ₅₇ — 10	9,636 ₉₉ — 10	9,709 ₈₆ — 10
9	2,00	m	9,584 ₀₀ — 10	9,684 ₄₀ — 10	9,757 ₁₇ — 10
10	1,800	s	9,630 ₀₃ — 10	9,730 ₁₄ — 10	9,802 ₉₁ — 10
11	1,677	m	9,661 ₃₄ — 10	9,760 ₈₀ — 10	9,833 ₅₉ — 10
12	1,490	st	9,712 ₇₃ — 10	9,812 ₁₈ — 10	9,885 ₀₂ — 10
13	1,375	m	9,747 ₆₄ — 10	9,847 ₀₈ — 10	9,919 ₉₁ — 10
14	1,293	m	9,774 ₃₀ — 10	9,873 ₇₉ — 10	9,946 ₅₅ — 10
15	1,235	m	9,794 ₂₈ — 10	9,893 ₇₁ — 10	9,966 ₅₂ — 10
16	1,153	s	9,824 ₀₆ — 10	9,923 ₅₀ — 10	9,996 ₃₄ — 10
17	1,115	ss	9,838 ₆₆ — 10	9,938 ₁₂ — 10	
18	1,020	ss	9,877 ₃₁ — 10	9,976 ₇₆ — 10	

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Die Überlagerung dicht benachbarter Interferenzen bedingt, daß die Mehrzahl der Linien im Pulverdiagramm verwaschen erscheint. Ein sicheres Anzeichen für den Montmorillonit ist die Verschiebung der innersten Interferenz beim Quellvorgang. Hierzu sind im allgemeinen mehrere Aufnahmen erforderlich. Die Unterscheidung von den anderen Tonmineralen ist namentlich bei gleichzeitiger Anwesenheit von Glimmer mitunter schwierig und erfordert einige Übung.

Originalschriftum: U. HOFMANN, K. ENDELL und D. WILM, ZS. Krist. (A) **86**, 340—348, 1933; ZS. angew. Chem. **147**, 539—547, 1934. — G. NAGELSCHEIDT, ZS.

Krist. 87, 120—145, 1934; ZS. Krist. (A) 93, 481—487, 1936. — U. HOFMANN, K. ENDELL und W. BILKE, ZS. Elektrochem. 1935, 469—471. — A. JACOB, U. HOFMANN, H. LOOFMANN und E. MAEGDEFRAU, Beih. z. d. ZS. d. Vereins Deut. Chemiker 1935 Nr. 21, 11—19. — E. MAEGDEFRAU und U. HOFMANN, ZS. Krist. (A) 98, 299—323, 1937. — CARL W. CORRENS und M. MEHMEL, ZS. Krist. (A) 94, 337—348, 1934. — M. MEHMEL, Chem. d. Erde 11, 1—16, 1937. — J. DE LAPPARANT, Compt. rend. 202, 1728, 1936; Compt. rend. 201, 527, 1935.

Fiel Mineralname: Feldspat

chemische Zusammensetzung:

KAlSi_3O_8 = Kalifeldspat = Orthoklas

$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ = Natronfeldspat = Albit

$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ = Kalkfeldspat = Anorthit

Allgemeine Bemerkungen: Die Feldspäte sind sehr weit verbreitet und fast in allen Gesteinsformen anzutreffen. Im Gegensatz zu den optischen Methoden lassen die röntgenographischen Methoden beim Nachweis der Feldspäte eine Trennung in die verschiedenen Arten der Feldspäte nicht zu. Die Gitterkonstanten der verschiedenen Feldspäte liegen so nahe beieinander und zeigen außerdem noch eine erhebliche Streuung, daß es vor allem im Pulverdiagramm nicht möglich ist, innerhalb der Feldspatgruppe eine genauere Bestimmung vorzunehmen. Entmischungserscheinungen bei Natronorthoklasen lassen sich mittels der Lauemethode leicht verfolgen. Es treten in den Lauebildern doppelte Zonenellipsen auf, die von der Überlagerung der Diagramme von Orthoklas und Albit herrühren.

Gittertyp: S_6 und S_6

Gitterkonstanten, Achsenverhältnis und Dichte (nach Angabe der verschiedensten Autoren)

	a_0	b_0	c_0	α	β	γ	$a_0 : b_0 : c_0$	Dichte
ular	8,61 Å	13,07 Å	7,26 Å	90°	116° 03'	90°	0,659 : 1 : 0,555	—
ular	8,45 "	12,90 "	7,15 "	90°	116° 03'	90°	0,655 : 1 : 0,554	2,569
nidin	8,42 "	12,92 "	7,14 "	90°	115° 35'	90°	0,652 : 1 : 0,553	—
nidin	8,45 "	12,90 "	7,15 "	90°	116° 06'	90°	0,655 : 1 : 0,554	2,57
roklin	8,44 "	13,00 "	7,21 "	90° 07'	115° 50'	89° 55'	0,649 : 1 : 0,555	—
alopban	8,50 "	12,92 "	7,12 "	90°	115° 25'	90°	0,658 : 1 : 0,551	—
alopban	8,45 "	12,90 "	7,15 "	90°	115° 35'	90°	0,655 : 1 : 0,554	2,608
alopban	8,45 "	12,90 "	7,15 "	90°	115° 35'	90°	0,655 : 1 : 0,554	2,558
alopban	8,52 "	12,95 "	7,14 "	90°	115° 35'	90°	0,658 : 1 : 0,551	2,782
lsian	8,63 "	13,10 "	7,29 "	90°	116° 00'	90°	0,659 : 1 : 0,556	3,37
bit	8,23 "	13,00 "	7,25 "	94° 03'	115° 29'	88° 09'	0,633 : 1 : 0,558	—
bit	8,14 "	12,86 "	7,17 "	94° 03'	116° 29'	88° 09'	0,633 : 1 : 0,557	2,619
goklas	8,16 "	12,90 "	7,13 "	93° 04'	116° 22'	90° 04'	0,632 : 1 : 0,553	—
desin	—	12,86 "	—	93° 23'	116° 28'	89° 59'	—	2,667
desin	—	12,86 "	—	—	116° 28'	—	—	—
brador	8,23 "	12,91 "	7,16 "	93° 31'	116° 03'	89° 54'	0,637 : 1 : 0,555	—
brador	(8,21 ")	(12,95 ")	14,16 "	93° 31'	116° 03'	89° 55'	0,634 : 1 : 1,093	2,698
orthit	8,18 "	12,89 "	7,09 "	93° 13'	115° 55'	91° 12'	0,635 : 1 : 0,550	—
orthit	8,21 "	12,95 "	14,16 "	93° 13'	115° 56'	91° 12'	0,634 : 1 : 1,093	2,736

Symmetrieverhältnisse: a) Raumgruppe: C_i^1 und C_{2h}^3

b) Lauesymmetrie: C_i und C_{2h}

Netzebenenabstände, Intensitäten und $\log \sin \alpha$ -Werte für $\text{Cu}_{K\alpha}$, $\text{Fe}_{K\alpha}$ - und $\text{Cr}_{K\alpha}$ -Strahlung im Pulverdiagramm

Nr.	d_{hkl} in Å	Int.	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cu}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Fe}_{K\alpha}$ - Strahlung	$\log \sin \alpha$ f. $\text{Cr}_{K\alpha}$ - Strahlung
1	4,20	m	9,262 ₀₉ — 10	9,362 ₁₁ — 10	9,434 ₈₉ — 10
2	3,77	m	9,309 ₆₃ — 10	9,409 ₀₉ — 10	9,481 ₈₇ — 10
3	3,46	ms	9,346 ₇₄ — 10	9,446 ₂₃ — 10	9,519 ₀₄ — 10
4	3,27	stst	9,371 ₄₄ — 10	9,470 ₈₅ — 10	9,543 ₇₀ — 10
5	2,99	mst	9,410 ₂₇ — 10	9,509 ₇₄ — 10	9,582 ₅₂ — 10
6	2,88	ms	9,426 ₅₁ — 10	9,525 ₉₅ — 10	9,598 ₇₉ — 10
7	2,76	s	9,444 ₉₈ — 10	9,544 ₄₄ — 10	9,617 ₂₁ — 10
8	2,56	m	9,477 ₇₀ — 10	9,577 ₁₅ — 10	9,649 ₉₂ — 10
9	2,39	s	9,507 ₄₅ — 10	9,606 ₉₂ — 10	9,679 ₇₀ — 10
10	2,16	ms	9,551 ₄₅ — 10	9,650 ₈₉ — 10	9,723 ₇₀ — 10
11	1,978	s	9,589 ₇₃ — 10	9,689 ₁₃ — 10	9,761 ₉₃ — 10
12	1,919	s	9,602 ₈₂ — 10	9,702 ₂₆ — 10	9,775 ₁₀ — 10
13	1,846	s	9,619 ₇₂ — 10	9,719 ₁₇ — 10	9,791 ₉₇ — 10
14	1,795	st	9,631 ₈₅ — 10	9,731 ₃₅ — 10	9,804 ₁₄ — 10
15	1,622	s	9,675 ₈₇ — 10	9,775 ₃₂ — 10	9,848 ₁₃ — 10
16	1,565	s	9,691 ₄₄ — 10	9,790 ₈₅ — 10	9,863 ₆₈ — 10
17	1,490	ms	9,712 ₇₃ — 10	9,812 ₁₈ — 10	9,885 ₀₂ — 10
18	1,438	ms	9,728 ₁₉ — 10	9,827 ₆₃ — 10	9,900 ₄₂ — 10
19	1,373	s	9,748 ₂₇ — 10	9,847 ₇₆ — 10	9,920 ₅₄ — 10
20	1,335	s	9,760 ₄₂ — 10	9,859 ₉₂ — 10	9,932 ₆₈ — 10
21	1,303	s	9,771 ₀₀ — 10	9,870 ₄₆ — 10	9,943 ₂₅ — 10
22	1,278	ms	9,779 ₃₈ — 10	9,878 ₈₇ — 10	9,951 ₆₈ — 10
23	1,255	s	9,787 ₂₅ — 10	9,886 ₇₂ — 10	9,959 ₅₂ — 10
24	1,198	s	9,807 ₄₇ — 10	9,906 ₉₃ — 10	9,979 ₇₃ — 10
25	1,148	s	9,826 ₀₁ — 10	9,925 ₄₇ — 10	9,998 ₂₆ — 10

Bemerkungen über die Nachweisbarkeit in Pulverdiagrammen: Die Nachweisbarkeit von Feldspat im Pulverdiagramm ist bei der Untersuchung von Mineralgemengen mitunter recht schwierig. Dies gilt besonders dann, wenn neben Feldspat noch reichlich Quarz vorhanden ist. Ein Teil der charakteristischen Feldspatinterferenzen fällt mit solchen von Quarz zusammen. Man kann infolgedessen den Feldspat nicht immer mit Sicherheit identifizieren.

Originalschrifttum: A. HADDING, Lunds Univ. Arskrift, Avdel. 2, **17**, Nr. 6, 1921. — E. SCHIEBOLD, ZS. Phys. 1922, 180—183; ZS. Krist. **57**, 579—580, 1922; Zbl. f. Min. 1923, I, 173. — S. Kôsu und Y. ENDÔ, Sci. Rep. Tôhoku, 3. Ser., Nr. 1, 1921. — F. RINNE, ZS. Krist. **59**, 230—248, 1924. — E. SCHIEBOLD, Zbl. f. Min. (A) 453—458, 1927; ZS. Krist. **66**, 488—493, 1928. — T. F. W. BARTH, Fortschr. d. Min. **13**, 31—35, 1929; ZS. Krist. **69**, 399, 1928; Zbl. f. Min. (A) 380—384, 1926. — E. SCHIEBOLD, N. Jhb. f. Min. (A) Beil.-Bd. **64** (Festband R. BRAUNS), 251—319, 1931; Fortschr. d. Min. **14**, 62—68, 1929; ZS. Krist. **73**, 90—96, 1930. — W. H. TAYLOR, J. A. DERBYSHIRE und H. STRUNZ, ZS. Krist. (A) **87**, 464—497, 1934. — W. H. TAYLOR, ZS. Krist. (A) **85**, 425—442, 1933. — Über die Nachweisbarkeit von Feldspat vgl. CARL W. CORRENS, Wiss. Ergeb. d. D. Atlant. Expedition 1925—1927, Bd. III, De Gruyter, Berlin und Leipzig 1935 und 1936. — M. MEHMEL, Ber. d. D. Ker. Ges. **19**, 295—328, 1938.

Mitgliederverzeichnis

der

Deutschen Mineralogischen Gesellschaft nach dem Stande vom 1. Januar 1939

Vorsitzender: Prof. Dr. **P. Ramdohr**, Berlin.

Ständ. Sekretar u. Stellv. d. Vors.: Prof. Dr. **F. K. Drescher-Kaden**,
Göttingen.

Schatzmeister: Dr. **R. Thost**, Berlin.

Schriftführer: Prof. Dr. **E. Tröger**, Dresden.

Schriftleiter der „Fortschritte“: Prof. Dr. **Carl W. Correns**, Rostock.

A. Ehrenmitglieder

Laue, M. v., Dr., Professor,

Berlin-Zehlendorf, Albertinenstraße 17.

Brögger, W. C., Dr., Professor,

Aker b. Oslo (Norwegen).

Miers, Sir A. H., Dr., Professor, 18 Aberdare Gardens, West Hampstead,
London NW6 (England).

Spencer, L. J., Dr., British Museum Natural History, Mineral. Dept.,
London SW7, Cromwell Road, South Kensington (England).

Linck, G., Dr., Dr. rer. pol. h. c., Dr. rer. nat. h. c., Professor, Geh. Hofrat,
Jena, Otto-Devrientstr. 4.

Kraus, Edward H., Dr., Professor, Mineralog. Lab., Univ. of Michigan,
Ann Arbor, Mich. (U. S. A.).

Palache, Charles, Professor, Dept. of Min. & Petrogr., Harvard Univ.,
Cambridge, Mass., Oxford Street (U. S. A.).

Hibsch, J. Emanuel, Dr., Professor,
Wien XVIII/1, Erndtgasse 26.

B. Persönliche Mitglieder

Adolf, Gustav, Dr., Betriebsleiter,
Sondershausen, Petersenschacht.

Ahtfeld, F., Dr., Bergass., Dozent, Direcc. Gener. Minas y Petrol.,
La Paz, Casilla 401 (Bolivia).

Anm.: * bezeichnet lebenslängliche, § im Gründungsjahr eingetretene Mitglieder.

- Ahrens, Wilhelm**, Dr., Professor, Preuß. Geolog. Landesanst.,
Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Albrecht, Fr.**, Direktor, Ara-Quarzitwerke,
Altraudsberg b. Cham, Bayr. Ostmark.
- Aminoff, G.**, Dr., Professor, Riksmuseets mineralog. avdelning,
Stockholm 50, Drottninggatan 96 (Schweden).
- § **Andrée, K.**, Dr., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Königsberg i. Pr., Lange Reihe 4.
- Aranowski, Karl**, Lehrer,
Berlin-Schöneberg, Wartburgstr. 8.
- Artt, H.**, Dr., Ministerialrat,
Berlin-Lichterfelde-Ost, Berliner Straße 43.
- § **Backlund, Helge**, Dr., Professor, Mineralog.-Geolog. Inst. d. Univ.,
Upsala, Domkyrkaplan (Schweden).
- Baier, Ernst**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. techn. Hochsch.,
Berlin-Charlottenburg, Berliner Straße 170.
- Banerji, A. K.**, unbekannt verzogen (Indien).
- Bär, Adolf**, Dr., Oberst a. D.,
Asch (Sudetengau).
- Barca, Franz**, Juwelier,
Hamburg 1, Hermannstr. 33.
- Barić, Ljudevit**, Dr., Privatdozent, Custos am Min.-Petrogr. Museum,
Zagreb, Demetrova ul 11 (Jugoslav.).
- Barry**, Oberbergrat,
Clausthal-Zellerfeld (Harz), Bergamt.
- Bauer, A.**, cand. min., Mineralog. Inst. d. Univ.,
Bonn, Poppelsdorfer Schloß.
- Bederke, E.**, Dr., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Breslau 1, Schuhbrücke 38/39.
- Beger, P. J.**, Dr., Professor, Mineralog.-Geolog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Hannover W, Welfengarten 1.
- Behrend, Fritz**, Dr., Professor,
Berlin-Grunewald, Charlottenbrunnerstr. 2.
- § **Belowsky, M.**, Dr., Professor,
Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
- Bendig, Maximiliane**, Dr., Mineralog.-Petrogr. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Lotzestr. 16/18.
- Berek, Max**, Dr., Professor,
Wetzlar a. d. Lahn, Hindenburgring 5.
- Berg, Georg**, Dr., Professor, Landesgeologe,
Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Berger, A.**,
Mödling b. Wien, Bahnhofplatz 7.

- Bernauer, F.**, Dr., Professor, Bergbauabtlg. d. Techn. Hochsch.,
Berlin-Charlottenburg, Berlinerstr. 170.
- Biehl, Karl**, Dr., Leiter d. Forschungsinst. d. Tuffstein- u. Basalt-
lavawerke A.-G.,
Neuwied (Rhein), Pfarrstr. 7.
- Bindrich, Johannes**, Dr.,
Frankenberg i. Sachsen, Seminarstr. 5.
- § **Blanck, E.**, Dr., Professor, Bodenkdl. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Wilh. Weberstr. 40.
- Blondel, Fernand**, Directeur, Bureau d'Etudes géol. et min. colon.,
Paris VII, 13 rue de Bourgogne (Frankreich).
- Boldyrev, Anatoli K.**, Dr., Professor, Kristallogr.-Mineralog. Inst.,
Leningrad 26, 21 Linie 2 (U. d. S. S. R.).
- Borchert, H.**, Dr.-Ing., Inst. f. Lagerstättenforsch. d. Techn. Hochsch.,
Berlin-Charlottenburg, Berlinerstr. 170.
- Bosscha, J.**, Dr.,
Meran, Park-Hotel (Italien).
- Bowman, H. L.**, Dr., Professor, Dept. of Min., University Museum,
Oxford, Parks Road (England).
- Bräuhäuser, Manfred**, Dr., Professor, Geolog.-min. Inst. d. T. H.,
Stuttgart-N, Seestr. 16.
- § **Brendler, W.**, Dr.,
Hamburg 23, Marienthalerstr. 142.
- Brinkmann, Margarete**, Dr., Frau: Geol. Staatsinst.,
Hamburg 5, Lübecker Thor 22.
- Broch, Olaf Anton**, Staatsgeologe,
Oslo, Gabelsgatan 48 (Norwegen).
- Bujor, Jonescu**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Bukarest 3, Str. Maria Rosetti 15 (Rumänien).
- Burri, Conrad**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Zürich 6, Sonneggstr. 5 (Schweiz).
- Buschendorf, Fritz**, Dr.-Ing., Professor, Mineralog. Inst. d. Bergakad.,
Clausthal-Zellerfeld II (Harz), Hindenburgpl. 2.
- Büssem, W.**, Dr., Kaiser Wilhelm-Inst. f. Silikatforschung,
Berlin-Dahlem, Faradayweg 16.
- Busz, K. E.**, Dr.,
Bonn a. Rh., Schumannstr. 104.
- Calsow, Georg**, Dr. phil.,
Jena, Zeißwerk.
- Christa, Em.**, Dr., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Erlangen, Schloßgarten 5.
- * **Chu, Chia-hua**, Dr., Geologe, Geol. Surv. of China, Shui Ching Tai,
Nanking, Chu Kiang Road (China).

- Chudoba, Karl**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Bonn, Poppelsdorfer Schloß.
- Cissarz, Arnold**, Dr., Professor,
Berlin-Grünwald, Ilmenauerstr. 11b.
- Claussen, Hein**, stud. rer. nat.,
Marburg/Lahn, Deutschhausstr. 28.
- Cloos, Hans**, Dr., Professor, Geolog.-paläont. Inst. d. Univ.,
Bonn, Nußallee 2.
- Closs, Hans**, Dr., Geophys. Inst., Geolog. Landesanst.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Correns, Carl W.**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Rostock, Wismarsche Str. 8.
- Czygan, Kurt**, Oberstudiendirektor,
Leipzig-O., Möbiusstr. 13.
- Deubel, Fritz**, Dr., Landesgeologe, Thüring. Geolog. Landesunters.,
Jena, Fürstengraben 20.
- Déverin, Louis**, Dr., Prof., Labor. Mineral.-Petrogr. d. Univ.,
Lausanne, Palais de Rumine (Schweiz).
- Diehl, Otto**, Dr., Professor, Oberberggrat, Direkt d. Hess. Geol. L.-A.,
Darmstadt, Paradeplatz 3.
- Din, Schih-Do**, Mining-Eng.,
Freiberg (Sa.), Bergakademie.
- Doetsch, Jörge**, Dr.-Ing., Bergingenieur, unbekannt verzogen.
- Dorn, Paul**, Dr. phil., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Tübingen, Waldhäuserstr. 10. *Bz*
- Drescher-Kaden, Friedr. Karl**, Dr., Prof. Min.-petr. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Lotzestr. 16/18.
- Ebert, Heinz**, Dr., Geologe, Sächs. geolog. Landesamt,
Freiberg i. Sa., Schloßplatz 1.
- Eckermann, H. v.**, Dr., Berg- u. Hütteningenieur, Privatdozent,
Edeby b. Sparreholm (Schweden).
- Edelman, C. H.**, Dr., Professor, Geolog. Labor. d. Landw. Hochsch.,
Wageningen, Duivendaalsche laan 2 (Holland).
- Edelmann, F.**, Dipl.-Ing., Direkt. d. Mineralienniederl. d. Bergakad.,
Freiberg (Sa.), Brennhaugasse 14.
- Ehlers, Johannes**, Dr., Assistent am Min.-petr. Inst. d. Univ.,
Heidelberg, Hauptstr. 47—51.
- Ehrenberg, Gustav**, Dipl.-Berging., Direkt. d. Braunk.-Gewerksch.,
„Zukunft“,
Weisweiler b. Aachen.
- Ehrenberg, Hans**, Dr.-Ing., Prof., Mineralog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Aachen, Wüllnerstr. 2.
- Eigenfeld, R.**, Dr., Badische geolog. Landesanst.,
Freiburg/Br., Eisenbahnstr. 62 a.

- Eissner, Willy*, Dr., Chemiker-Mineraloge b. d. I. G. Farbenind. A. G.,
Ludwigshafen a. Rh., Fichtestraße 18.
- Eitel, Wilhelm*, Dr., Professor, Kaiser Wilhelm-Inst. f. Silikatforschg.,
Berlin-Dahlem, Faradayweg 16.
- Endell, Kurd*, Dr., Professor,
Berlin-Steglitz, Breite Str. 3.
- Engelhardt, Wolf v.*, Dr., Assistent, Mineralog.-petr. Inst. d. Univ.,
Rostock, Wismarsche Str. 8.
- Eppler, W. Fr.*, Dr.,
Idar-Oberstein, Schlageterstr. 1.
- Erberich, Günther*, Dr.,
Frankfurt-Griesheim, Alt-Griesheim 28.
- § *Erdmannsdörffer, O. H.*, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Heidelberg, Hauptstr. 47/51.
- Ernst, Emil*, Dr., Professor, Dir. des Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Münster i. W., Ägidiistr. 63.
- Ernst, Theodor*, Dr., Dozent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Lotzestr. 16/18.
- Faber, Walter*, Dr., Chemiker-Mineraloge b. d. I. G. Farbenindustr. A.-G.,
Oppau (Pfalz), Robert-Kochstr. 18.
- Fackert, Walter*, Dr., Vorsteher der Versuchsanstalt der Rassel-
steiner Eisenwerksgesellschaft A.-G. Neuwied,
Neuwied, Nagelgasse 12.
- Fahrenhorst, J.*, Dr., Direktor,
Ludwigshafen a. Rhein IV, Wöhlerstr. 25.
- Fellinger, Robert*, Dr., Professor,
Berlin-Wilmersdorf, Aschaffenburgstr. 5.
- Fiedler, A.*, Dr. Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Marburg, Deutschhausstr. 10.
- Fischer, Georg*, Dr., Geologe an der Preuß. Geolog. Landesanstalt,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Fischer, H.*, Bergrat, Bergschule,
Essen, Gutenbergstr. 47; Wohnung: Schubertstr. 15.
- Fischer, Walther*, Dr.-Ing., Kustos am Staatl. Museum f. Mineralog.,
Dresden-A. 1, Zwinger.
- Flores, Hektor*, Dipl-Berging. (Chile).
- Frebold, Georg*, Dr., Professor, Forschungsst. f. techn. Geol., T. H.,
Hannover, Böhmerstr. 12.
- Friedrich, Othmar*, Dr., Professor, Mineral. Inst. d. Montan. Hochsch.,
Leoben (Steierm.).
- Fuess, R.*, Optische Werkstätte,
Berlin-Steglitz, Düntherstr. 8.
- Galopin, Raymond*, Dr., Privatdozent, Museum Hist. Nat.,
Genf (Schweiz).

- Gareiss, A.**, Dr., Professor i. R.,
Karlsbad-Donitz, Nr. 1584.
- Genser, Carl**, Dr.,
Berlin-Friedenau, Fregestr. 16II.
- Gille, Fritz**, Dr.,
Düsseldorf-Grafenberg, Grafenberger Alle 360.
- Giptner, Josef**, Oberlehrer,
Engelsdorf b. Graz (Steiermark).
- Gisolf, W. F.**, Dr.,
Bandoeng, Java, Engelb. v. Bevervoordeweg 24 (Niederl. Ind.).
- Gliszczynski, Siegfried v.**, Dr., Mineralog. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Lotzestr. 16—18.
- Goetze, Margarete v.**, Studienrätin, unbekannt verzogen.
- Gol, Willem**, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Goldschmidt, V. M.**, Dr., Professor, Geolog. Museum,
Oslo, Trondhjemsveien 23 (Norwegen).
- Götte, August**, Dr., habil.,
Frankfurt/Main-Esdersheim, Landgraf Philippstr. 11.
- Götz, Heinrich**, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Gießen, Ludwigstr. 23.
- Greiser, Georg**, Bergwerksbesitzer,
Hannover, Fischerstr. 1.
- Grengg, Roman**, Dr., Professor, Inst. f. Min. u. Baustoffkde., T. H.,
Wien VI, Dreihufeisengasse 4.
- Grimm, H. G.**, Dr., Professor,
Mittenwald (Ob.-Bay.), Wettersteinstr. 7.
- Groß, Rudolf**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Greifswald, Langefuhrstr. 23 d.
- Grosser, Gottfried**, Dr.,
Dresden-A. 27, Leibnizstr. 10.
- Grundey, Max**, Oberlandmesser u. Leiter des Oberschles. Museums,
Gleiwitz (Oberschlesien), Moltkestr. 36.
- Grutterink, J. A.**, Dr., Professor, Lab. v. Delfstofk., Techn. Hoogesl.
Delft (Holland).
- Guimarães, Djalma**, Dr., Professor, Serv. da Fom. da Prod. Mineral.
Minist. da Agricultura, Univ. do Distr. Federal,
Rio de Janeiro, Avenida Pasteur 404 (Brasilien).
- Gysin, M.**, Dr., Professor, Labor. de Minéralogie de l'Univ.,
Genf, Quai de l'Ecole-de-Médecine (Schweiz).
- Haberlandt, Herbert**, Dr., Mineralog. Inst. d. Univ.,
Wien I, Dr. Karl Lueger-Ring.
- Hadding, A.**, Dr., Professor, Mineralog.-geolog. Inst. d. Univ.,
Lund, Sölvegatan 13 (Schweden).

- § *Hahn, Alexander*,
Idar-Oberstein 2, Brunnengasse 1.
- Haller, Hans*, Dr., Professor, Chemiker a. d. Preuß. geol. Landesanstalt,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Harada, Zyunpei*, Prof. Dr., Dept. of Min. Geol., Hokkaido Imp. Univ.,
Sapporo, Japan.
- Harrassowitz, H.*, Dr., Professor,
Gießen, Schiffenberger Weg 13.
- Hartwig, Wilhelm*, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Hauser, Louis*, Dr., Fachlehrer,
Leoben (Steiermark).
- Hegemann, Fr.*, Dr., Prof., Mineralog.-Geolog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
München 2 M, Arcisstr. 21.
- Heide, Fritz*, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Jena, Schillerstr. 12.
- Helke, Adolf*, Dr.-Ing. habil., The Johns Hopkins Univ., Geol. Dept.,
Baltimore, Md. (U. S. A.).
- Hellmers, Hans*, Dr., Preuß. Geol. Landesanstalt,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Henglein, M.*, Dr., Professor, Geolog.-mineralog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Karlsruhe i. B., Kaiserallee 18.
- Hentsch, Johannes*, Studienrat,
Leipzig S 3, Fockestr. 35 Ii.
- Hentschel, Hans*, Dr., Inst. f. Mineralog. u. Petrogr. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.
- Heritzsch, Haymo*, Dr., Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Graz III, Universitätsplatz 2.
- Herlinger, Erich*, Dr.,
Rehoboth, P. O. Box 19 (Palästina).
- Herre, Rudolf*, Dr.,
Weinböhla b. Meißen, Wasastr. 14.
- Herzenberg, R.*, Dr., c/o. M. Hochschild & Cia.,
Oruro, Casilla correo 23 (Bolivia).
- Hesemann, Julius*, Dr.-Ing., Geologe, Preuß. geol. Landesanst.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- § *Heydrich, Karl*, Dr., Oberstudienrat,
Meiningen (Thür.), Schöne Aussicht 14.
- Heykes, C.*, Dr., Prof., Chemiker, Preuß. Geol. Landesanstalt,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Hiller, Joh. E.*, Dr.,
Berlin N 58, Gleimstr. 46.
- Himmel, Hans*, Dr., Professor, Victor-Goldschmidt-Inst. f. Krist.forsch.,
Heidelberg, Hauptstr. 48.

- § **Himmelbauer, A.**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Wien I, Dr. Karl-Lueger-Ring 1.
- Hirsch, Willy**, Dipl.-Bergingenieur,
München, Fürstenstr. 22 I.
- § **Hlawatsch, Karl**, Dr.,
Wien XIII/5, Linzer Straße 456.
- Hoenes, Dieter**, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Hoepfner**, Hauptmann a. D.,
Hamburg 1, Adolf-Hitler-Platz 7.
- Hoffmann, M. K.**, Dr., Fabrikdirektor a. D.,
Freiberg Sa., Winklerstraße 2.
- Hofmann, Wilhelm**, Dr., Inst. f. Metallkunde d. Techn. Hochsch.,
Berlin NW 87, Franklinstr. 29.
- Holetz, Friedrich**, Dr., Professor, Deutsche Handelslehranstalt,
Prag I, Bartolomějská 8, (Č. S. R.).
- Holler, Kurt**, Dr., Professor, Bauernhochschule,
Goslar.
- Holzner, Julius**, Dr., Laboratoriumsleiter,
Bilbao, Calle de Perez Galdos 4 (Spanien).
- Hoppe, W.**, Dr., Geol. Landesuntersuchung,
Jena, Fürstengraben 20.
- Horninger, Georg**, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Breslau 1, Schuhbrücke 38/39.
- Hu, Pe-Su**, Dr., Tschungking Universität,
Tschungking (China).
- Hummel, Karl**, Dr., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Gießen, Braugasse 7 b.
- Huttenlocher, Heinrich**, Dr., Professor, Min.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Bern, Muldenstr. 6 (Schweiz).
- Hüttenhain, Hans**, Dr. Ing., Assistent, Mineralog. Inst. d. Bergakad.,
Clausthal-Zellerfeld (Harz), Hindenburgplatz 2.
- Ibach, Rudolf**, Dr., Mineralog. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Lotzestr. 16/18.
- Ide, Karl Heinz**, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Kiel, Schwanenweg 20 a.
- Ito, Teiichi**, Professor, Mineralog. Inst. Imper. Univ.,
Tokyo (Japan).
- Iwanoff, L.**, Professor, Mineralog. Kabinett, Gorny Institut,
Dnjepropetrowsk, Kirowstr. 1 (U. d. S. S. R.).
- Jahn, A.**, Apotheker, Mineralienhandlung,
Plauen i. V., Oberer Graben 9 I.
- Jakob, Johann**, Dr., Professor, Min.-petrogr. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Zürich 6, Sonneggstr. 5 (Schweiz).

- Johannsen, Albert**, Dr., Professor, University of Chicago,
Chicago (Ill.), Rosenwald Hall (U. S. A.).
- Jones, William R.**, Dr., Geol. Dep., Royal School of Mines, Dep.
Imp. College of Sci., South Kensington,
London SW 7 (England).
- Jung, Hermann**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Jena, Schillerstr. 12.
- § **Kahrs, E.**, Dr., Direktor des Ruhrland-Museums,
Essen, Am Westbahnhof 2.
- Kalb, Georg Willi**, Dr., Professor, Geolog.-mineralog. Inst. d. Univ.,
Köln, Zulpicher Str. 47.
- Kamiensky, Marian**, Dr., Professor, Min.-petrogr. Inst. d. T. H.,
Lwów, Ujejskiego 1 (Polen).
- Kärgel, Walter**, Dr., Chemiker,
Berlin SO 36, Felsendamm 65.
- Kästner, Fritz**, Dr.,
Tanndorf (Mulde).
- Kempff, H.**, Dr. med., unbekannt verzogen.
- Kessler, C. W., Söhne**,
Idar (Rhld.), Hauptstr. 140.
- Kette, Hermann**, Bergassessor, Bergwerksdir. a. D.,
Freiburg i. Br., Holbeinstr. 8.
- Kleber, Willi**, Dr., Dozent, Victor-Goldschmidt-Inst. f. Kristallforsch.,
Heidelberg, Hauptstr. 48.
- Klein, Wilhelm**, Betriebsführer,
Tsumeb, Postfach 21 (SW-Afr.).
- Klemm, Richard**, Dr.-Ing., Dipl.-Ing.,
Ludwigshafen a. Rh., Gartenstadt Mundenheim, Eschen-
weg 13.
- Klingner, Fritz Erdmann**, Dr., Geologe, Preuß. Geolog. L.-A.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Klüppelberg, Ernst**, Dr.,
Idar-Oberstein 1, Jahnstr. 74.
- Koch, Isa**, Dr., Assistentin, Geolog. Inst. d. Univ.,
Hamburg, Lübeckerthor 22.
- Koch, Lauge**, Dr., Grønlands geolog. Undersøg.,
Kopenhagen K, Slotsholmsgade 10 (Dänemark).
- Koch, Leo**, Dr., Prof. f. Mineralog. u. Geolog. a. d. Techn. Fakult. d. Univ.,
Teheran, Darole fonun, Avenue Nasserieh (Iran).
- Koch, Werner**, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.
- Köhler, Alexander**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Wien I, Dr. Karl-Lueger-Ring 1.

- Köhler, Eberhard**, Dr.,
Jena, Johannesplatz 7.
- Köhler, Joachim**,
München 56, Segenstr. 20.
- Kolbe, Ernst**, Dr., Dozent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Marburg (Hessen), Deutschhausstraße 10.
- § **Kolbeck, F.**, Dr., Dr. d. techn. Wiss. E. h., Professor, Geh. Bergrat,
Freiberg Sa., Marienstr. 1
- Kölbl, Leopold**, Dr., Professor, Inst. f. allgem. u. angew. Geol. d. Univ.,
München 2 M, Neuhauserstr. 51.
- Körber, F.**, Dr., Professor, Direkt. d. Kais.-Wilh.-Inst. f. Eisenforsch.,
Düsseldorf, Im Rottfeld 10.
- Kordes, Ernst**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.
- Koritnig, Sigmund**, cand. min., Mineralog. Inst. d. Univ.,
Graz, Universitätsplatz 2.
- Kratzert, J.**, Dr., Didier-Werke A.G.,
Duisburg-Wanheimerort, Düsseldorfer Chaussee 30.
- Kraus, Otto**, Dr., Dozent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
München 2 M, Neuhauserstr. 51.
- Krause, Otto**, Dr., Professor, Keramisches Inst. d. Techn. Hochsch.,
Breslau 16, Borsigstr. 25.
- § **Kreutz, Stephan**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Krakau, Wolska 17 (Polen).
- * **Krishnan, M. S.**, Dr., Assistant Superintendent, Geolog. Survey,
Calcutta, 27 Chowringhee Road (Indien).
- Krüger, Fr.**, Dr., Professor, Physikal. Inst. d. Univ.,
Greifswald.
- Kühlwein, Fritz Ludwig**, Dr.-Ing., Bergassessor a. D.,
Bochum, Vödestraße 47.
- Kühne, H.**, Dr., ordentl. Vorstandsmitglied d. I. G. Farbenindustrie A. G.,
Leverkusen b. Köln.
- Kunitz, Wilhelm**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Halle a. S., Domstr. 5.
- Kupás, Jul.**, Städt. Notar,
Baia-Mare (= Nagybánya), (Rumänien).
- * **Kurauchi, Ginjiro**, Berging., Professor, Imperial University,
Kyoto (Japan).
- Lameyer, Wilhelm**, Juwelier,
Hannover, Georgstr. 26.
- Lange, Heinz**, cand. rer. nat., Mineralog. Inst. d. Bergakad.,
Freiberg, Sa., Brennhausgasse 14.
- Laves, Fritz**, Dozent, Dr., Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Lotzestr. 16/18.

- Lehmann, Emil**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Gießen, Ludwigstr. 23.
- Lehmann, Hans**, Dr.-Ing., Keram. Werke Villeroy & Boch A.-G.,
Dresden N 6, Leipzigerstr. 6.
- Leinz, Victor**, Dr., Professor, Serv. da Fom. da Prod. Mineral, Univ.
do Distr. Federal,
Rio de Janeiro, Avenida Pasteur 404 (Brasilien).
- Leitz, Ernst**, Optische Werke (Bücherei),
Wetzlar.
- Leonhardt, Johannes**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Kiel, Schwanenweg 20 a.
- Leopold, Gustav**, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Tübingen, Waldhäuserstr. 10.
- Leutwein, Friedrich**, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Freiburg i. Br., Bertholdstr. 17.
- Leyser, Richard**, Lehrer,
Idar-Oberstein 1, Adolf Hitler-Str. 277.
- Lietz, Joachim**, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Hamburg 36, Esplanade 1 c.
- Lindley, H. W.**, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Darmstadt, Jahnstr. 76.
- Loebe, R.**, Dr., Professor, Preuß. Geolog. Landesanst.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Löffler, Richard**, Dr., Bergrat,
Schwäbisch Gmünd, Obere Zeiselbergstr. 11.
- Lotze, Reinhold**, Dr. phil., Ober-Regierungsrat,
Stuttgart, Seestr. 78.
- Ludwig, Paul F.**,
Brünighausen, Nr. 3, Post Alfeld, Leine-Land.
- Lüdke, Werner**, Dr., Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.
- Lüttke, Georg**, Dr.,
Berlin-Steglitz, Rückertstr. 10.
- Machatschki, Felix**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Tübingen, Waldhäuserstr. 10.
- Mackowsky, Marie-Therese**, Dr., Mineralog. Inst. d. Univ.,
Bonn, Poppelsdorfer Allee 88.
- Maier, Wilhelm**, Dr., Studienrat a. D.,
Bernau a./Chiemsee, Aschauerstraße 79.
- Marchet, Arthur**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Wien I, Dr. Karl-Lueger-Ring 1.
- Martens, Alwin**, Gewerbelehrer,
Lockstedt, Bez. Hamburg, Sonderburger Str. 27.

- Matthes, Siegfried*, cand. rer. nat., Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ., Leipzig C 1, Talstr. 38.
- Matuschka, Franz, Graf v.*, Dr., Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44.
- Matveyer, Constantin*, Dr., Professor, Lehrst. f. Min., Gornii Institut, Sverdlovsk (Sibirien), Sibirskaia 30 (U. d. S. S. R.).
- Matz, Karl*, cand. min., Mineralog. Inst. d. montanist. Hochschule, Leoben (Steiermark).
- Maucher, Albert*, Dr.-Ing., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ. Göttingen, Lotzestr. 16—18.
- Mauritz, Béla*, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ., Budapest VIII, Muzeum-Körut 4 (Ungarn).
- Mayer, F. K.*, Wiss. Mitarbeiter, Todtmoos (Schwarzw.), Haus Elisa Zimmermann.
- McCaughey, Wm. J.*, Dr., Professor, Ohio State Univ., Dept. of Min., Columbus (Ohio), (U. S. A.).
- Mehmel, Martin*, Dr., Dozent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ., Rostock, Wismarsche Str. 8.
- Mehnert, Karl-Richard*, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ., Freiburg i. Br., Bertholdstr. 17.
- Meixner, Heinz*, Dr., Assistent, Miner. Abtlg. d. Naturhist. Mus., Wien I, Burgring 7.
- Menzel, Georg*, Dr., Dozent, Kaiser Wilhelm-Inst. f. Physik, Berlin-Dahlem.
- Michel, Hermann*, Dr., Professor, Hofrat, Naturhist. Staatsmuseum, Wien I, Burgring 7.
- Moritz, Heinrich*, Dipl.-Berging., Dr., Burgörner-Altendorf, Post Hettstedt (Südharz).
- Mosebach, Rudolf*, Dr., Dozent, Mineralog. Inst. d. Univ., Frankfurt a. M., Senckenberg-Anlage 23.
- v. zur Mühlen, Leo*, Dr., Professor, Geol.-pal. Inst. d. Techn. Hochsch., Berlin-Charlottenburg, Berliner Str. 170.
- Müller, Heinrich*, Dr., Wissensch. Hilfsarbeiter, Geolog. Staatsinst., Hamburg 5, Lübeckerthor 22.
- Müller, Wilhelm*, Studienrat, Museumsdirektor, Dessau, Moßstr. 22.
- Müllers, Peter*, Dr., Jena, Tatzendpromenade 28.
- Mussgnug, Franz*, Dr., Konservator, Staatl. Mineralog. Sammlg., München, Neuhauserstr. 51.
- § Nacken, R.*, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ., Frankfurt a. M., Senckenberg-Anlage 23.
- * Naumann, M.*, Dr., Geologe, Waldheim i. Sa., Postfach 47.

- Neuhaus, A.**, Dr., Dozent, Mineralog. Inst. d. Bergakad.,
Freiberg, Sa., Brennhausgasse 14.
- Nieland, Hans**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Heidelberg, Hauptstr. 47/51.
- Niggli, P.**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Zürich 6, Sonneggstr. 5 (Schweiz).
- Nikoloff, Naum**, Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Sofia, Boulv. Dragan Cancov 4 (Bulgarien).
- Noll, Walter**, Dr., Forschungslabor. d. I.G., **Leverkusen**; Wohnung:
Köln-Mülheim, Elisabeth Breuer-Str. 36.
- ***Nottmeyer, Otto**, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur,
Berlin-Wilmersdorf, Ballenstedter Str. 15 a.
- Obenauer, K.**, Dr., Forschungsinst. d. Hüttenzementindustrie,
Düsseldorf, Roßstr. 107.
- Obermiller, Walther**, i. Fa. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchh.,
Stuttgart, Johannesstr. 3 a.
- O'Daniel, Herbert**, Dr., Dozent, Kais.-Wilh.-Inst. f. Silikatforschg.
Berlin-Dahlem, Faradayweg 16.
- Ödman, Olof**, Dr.-Ing., Bolidens Gruvaktiebolag,
Boliden (Schweden).
- Oehmichen, Hans**, Dipl.-Berging., Direktor,
Frankfurt a. M., Bockenheimer Anlage 45.
- d'Oliveira Machado e Costa, A.**, Dr., Prof., Min.-geol. Lab. d. Univ.,
Lissabon, R. Janelas Verdes 64-10-E (Portugal).
- Olsacher, Juan**, Dr., Professor, Geol.-min. Inst. u. Museum d. Univ.,
Cordoba (Argentinien).
- Otto, Helmut**, Dr.,
Bitterfeld, Saarstr. 7.
- § **Pabisch, Heinrich**, Professor,
Wien VI, Grasegasse 5.
- Pardillo, Francisco**, Professor, Krist.-mineralog. Inst. d. Univ.,
Barcelona (Spanien).
- Parker, Robert**, Dr., Professor, Mineralog. Instit. d. Techn. Hochsch.,
Zürich 6, Sonneggstr. 5 (Schweiz).
- Pastore, Franco**, Dr., Professor f. Mineralog., Fac. Cienc. Exact. Univ.,
Buenos Aires, Calle Peru 222 (Argentinien).
- Pauli, O.**, Dr., Studienrat,
Frankfurt a. M., Hans Sachs-Str. 10.
- Peacock, M. A.**, Prof. Dr., Dept. of Mineralogy, University of Toronto,
Toronto (Canada).
- Penta, Francesco**, Dr., Professor, Gabin. Arte Minerar. Univ.,
Neapel, Correra 230 (Italien).
- Petersen, Waldemar**, Dr., Professor,
Berlin NW 87, Händelallee 22.

- * **Petrascheck, Wilhelm**, Dr., Professor, Geol. Inst. d. Mont. Hochsch.,
Leoben (Steiermark).
- Petrow, Kurt**, Dr., Studienrat,
Spandau, Straßburgerstr. 43.
- Philipsborn, Hellmut v.**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Bergakad.,
Freiberg, Sa., Brennhausgasse 14.
- Phillips, Fr. Coles**, Dr., Lecture, Corpus Christi College,
Cambridge (England).
- Pietzsch, Kurt**, Dr., Professor, Sächs. geolog. Landesamt,
Freiberg i. S., Schloßplatz 1.
- Plank, Anton**, Dr.,
Bad Nauheim, Ludwigstr. 15.
- Pommer, C.**, Bergassessor,
Essen, Friedrichstr. 2.
- Popoff, Boris**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Riga, Kronvalda Bulv. 4 (Lettland).
- Postelmann, Alfred**, Dr., Oberstudiendirektor,
Königsberg (Pr.) 9, Regentenstr. 10.
- Prager, C.**, Berginspektor und Prokurist der Kaliwerke Niedersachsen,
Celle, Rhegiusstr. 15.
- Preuß, Ekkehard**, Dr., Mineralog. Inst. d. Univ.,
Göttingen, Lotzestr. 16/18.
- Pulfrich, Max**, Dr.,
Berlin-Friedenau, Südwestkorso 60.
- Raabe, Wilhelm**, Dr.-Ing., unbekannt verzogen.
- Raaz, Franz**, Dr., Dozent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Wien I, Dr. Karl-Lueger-Ring 1.
- Rabich, R. C.**, Dr.,
Köln, Riehlerstr. 88.
- Radczewski, Otto Ernst**, Dr., Kais.-Wilh.-Inst. f. Silikatforsch.,
Berlin-Dahlem, Faradayweg 16.
- Ramdohr, Paul**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Redlich, K. A.**, Dr., Professor, Geol. Inst. d. Dtsch. Techn. Hochsch.,
Prag I, Huzova 5 (Č.S.R.).
- Reeh, Erich**, Dipl.-Berging.,
Hannover-Bothfeld, Ebelingstr. 11.
- Reinhard, M.**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Basel, Bernoullianum (Schweiz).
- Repp, Dieter**, Bergreferendar,
Darmstadt, Frankfurter Str. 29.
- Reuning, Ernst**, Dr., Professor,
Berlin-Wilmersdorf, Wittelsbacher Str. 13 IV; oder:
Cape Town (Südafr.), P. O. Box 2982.

- Reusch, Hermann**, Dr., Bergassessor,
Oberhausen (Rhld.), Am Grafenbusch 11.
- § **Reuter, Aug.**, Dr.,
Bad Homburg v. d. H., Kirdorferstr. 16.
- § **Rimann, E.**, Dr., Professor, Direktor des Staatl. Mus. f. Min., Geol.
u. Vorgesch., Mineralog.-geolog. Inst. d. techn. Hochsch.,
Dresden-A. 24, Bismarckplatz.
- Robitsch, Hans**, Assistent, Mineralog. Inst. d. Montanist. Hochsch.,
Leoben (Steiermark).
- Rosbaud, P.**, Dr.-Ing.,
Berlin W 9, Linkstr. 22/24.
- Rösch, Siegfried**, Dr., Dozent, Opt. Werke E. Leitz,
Wetzlar (Lahn).
- Rose, H.**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Hamburg 36, Esplanade 1 c.
- Roso de Luna, Ismael**, Dipl.-Berging., unbekannt verzogen.
- Rossum, O. van**, Bergrat,
Saarbrücken, Bergschule.
- Rost, Franz**, Studienassessor,
München 2 N0, Gewürzmühlstr. 11.
- Rottenbach, Erich**, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Bonn, Poppelsdorfer Schloß.
- Rottleuthner, Hugo**, Ing., Hofrat, Berghauptmann i. R.,
Graz II, Rechbauerstr. 28.
- Royer, L.**, Professor, Labor. de Minéralog. de l'Univ.
Alger (Algérie).
- Rüger, Ludwig**, Dr., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Jena, Schillerstr. 12.
- § **Salomon-Calvi, W.**, Dr., Professor, Geh. Hofrat, Geolog.-Mineralog.
Inst. d. Landwirtsch. Hochsch.,
Ankara (Türkei).
- Salzer, Heinrich**, Dr., Demonstrator, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Wien I, Dr. Karl Lueger-Ring 1.
- Sauce, Wilhelm de la**, Dr.-Ing., Bergassessor, Geschäftsführer des
Deutschen Braunkohlen-Industrie-Vereins,
Halle a. S., Riebeckplatz 4.
- Schachner, Doris**, Dr., Dozentin, Mineralog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Aachen, Wüllnerstr. 2.
- Schaefer, Emil**, Assistent, Geolog.-Mineralog. Inst. d. Univ.,
Köln, Zülpicher Str. 47.
- Schaller, Waldemar T.**, Dr., Geological Survey, Dept. of the Interior,
Washington D. C., (U. S. A.).
- Scheffer, Ludwig R.**, Dr.-Ing.,
Genf-Cologny, Route de la Capite 12 (Schweiz).

Scheibler, Adolf,

Crefeld-Forsthaus, Hermann Schumacherstr 5.

Scheidhauer, Wolfgang, Dr., Assist., Min.-geol. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Dresden-A. 24, Bismarckplatz.

Scheumann, K. H., Dr., Professor, Inst. f. Min. u. Petr. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.

Schiebold, E., Dr., Professor, Inst. f. Mineralog. u. Petrogr. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.

Schiener, Alfred, Demonstrator, Min.-petr. Abtlg. d. Naturhistor. Mus.,
Wien I, Burgring 7.

Schilly, Wilhelm, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Bonn, Poppelsdorfer Schloß.

Schloßmacher, K., Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Königsberg i. Pr., Steindamm 6.

Schmidt, Arthur, Kaufmann,
Hamburg 22, Uferstr. 18.

Schmidt, Kurt, Dr., Studienrat,
Schleiz, Hofer Straße 16.

Schmidt, Theodor, Oberregierungsrat a. D.,
Lindau (Bodensee), Eichbühl 9.

Schmidt, Walter, Dr. phil., Professor, Min.-petrogr. Inst. d. T. H.,
Berlin-Charlottenburg, Berlinerstr. 170.

Schmidt, Wilh., Dr. phil., Markscheider und Landmesser,
Kamen (Westf.), Zeche Monopol; Wohnung: Unnaer Str. 168.

Schmitt, Fritz, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Bonn, Poppelsdorfer Schloß.

Schmölzer, Annemarie, Dr., Assist., Inst. f. Min. u. Baustoffkde.,
Wien VI, Dreihufeisengasse 4.

Schnaase, H., Dr.,
Duisburg, Mannesmann-Röhrenwerke.

Schnarrenberger, C., Dr., Oberbergrat, Bad. geolog. Landesanst.,
Freiburg i. Br., Eisenbahnstr. 10 a.

Schneiderhöhn, Hans, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Freiburg i. Br., Bertholdstr. 17.

Schneiderhöhn, Paula, Dr., Assistentin, Geol.-Min. Inst. d. Univ.,
Erlangen, Schloßgarten 5.

Schoenherr, Hans, Dr.,
Ludwigshafen, Schanzstr. 86 II.

Schoep, Alfred, Dr., Professor, Mineralog.-geolog. Labor. d. Univ.,
Gent, Rozierstr. 6 (Belgien).

Scholz, A., Fabrikbesitzer,
Regensburg, Hoppestraße 1.

Schöneck, Walter, stud. med.,
Köln-Lindenthal, Fritz Hönig-Str. 2.

- Schreiter, Rudolf*, Dr., Professor, Geolog. Inst. d. Bergakad.,
Freiberg (Sa.), Brennhausgasse 14.
- Schroeter, Joachim*,
Berlin W 15, Meinekestr. 12 a.
- Schröder, Alfred*, Dr.,
Ankara (Türkei), Dikman Cadesse 22.
- Schüller, Arno*, Dr., Inst. f. Mineralog. u. Petrogr. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.
- Schumacher, Friedr.*, Dr.-Ing., Professor, Geolog. Inst. d. Bergakad.,
Freiberg (Sa.), Brennhausgasse 14.
- Schumann, Hilmar*, Dr., Assistent, Mineralog.-petr. Inst. d. Univ.,
Rostock, Wismarsche Str. 8.
- Schusterius, Carl*, Dr., Kaiser Wilhelm-Inst. f. Silikatforschg.,
Berlin-Dahlem, Faradayweg 16.
- * *Schwarzmann, Max*, Dr., Professor,
Karlsruhe (Baden), Gartenstraße 32.
- Schwiete, H. E.*, Dr.,
Gernsheim/Rhein, Mainzerstr. 35.
- Schwinner, R.*, Dr. phil., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Graz, Universitätsplatz 3.
- Seifert, Hans*, Dr., Prof., Kustos am Min.-petr. Inst. u. Mus. d. Univ.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Seifert, Richard*, Ingenieur und Fabrikbesitzer,
Hamburg 13, Behnstraße 7/11.
- Sieber, Hans*, Dr., Studienrat,
Dresden-A. 16, Wintergartenstr. 5.
- Sommer, M.*, Dr., Studienrat,
Marienberg i. Sa., Adolf Hitler-Str. 1.
- Spangenberg, K.*, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Breslau, Schuhbrücke 38/39.
- Spehl, Hermann*, Dr., Chem.-techn. Reichsanst.,
Berlin-Charlottenburg, Mindener Str. 10.
- Staber, Rudolf*, Dr.,
Spittal a. Drau (Kärnten).
- Stanciu, Victor*, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Cluj (= Klausenburg), Str. Regele Ferdinand 44 (Rumänien).
- § *Stark, Michael*, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. D. Univ.,
Prag, Viničná 3 (Č.S.R.).
- Steinhoff, Eduard*, Dr. phil.,
Braunschweig, Siedlung Mascherode.
- Steinmetz, H.*, Dr., Professor, Min.-geol. Inst. d. Techn. Hochsch.,
München 2 M, Arcisstr. 21.
- Steinwehr, H. E. v.*, Dr., Assistent, Min.-petr. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Berlin-Charlottenburg, Berliner Str. 170.

- Stille, H.*, Dr., Professor, Geolog. Institut d. Univ.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Stoicovici, Eugen*, Diplomchemiker, Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Cluj (= Klausenburg) (Rumänien).
- Stois*, Dr., Konservator, Mineralog.-geolog. Inst. d. Techn. Hochsch.,
München 2 M, Arcisstr. 21.
- Storx, Max*, Dr., Professor, Inst. f. allg. Geolog. d. Univ.,
München 2 NW, Neuhauserstr. 51.
- Streckeisen, Albert*, Dr., Professor, Min.-petr. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Zürich 6, Sonneggstr. 5 (Schweiz).
- Stremme, H.*, Dr., Professor, Min.-Geol. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Danzig-Langfuhr, Goßlerallee.
- Strunz, Hugo*, Dr., Assistent, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Stützel, Helmut*, Dr., Assistent, Versuchsanst. Friedr. Krupp A.-G.,
Essen, Wohnung: Lanterstr. 29.
- Sudhaus, Käthe*, Dr., Studienrätin,
Frankfurt a. O., Wildenbruchstraße 14II.
- Süß, Johannes*, Dr., Studienrat,
Dresden-A. 21, Krainer Str. 13.
- Szentpétery, Sigmund v.*, Dr., Professor, Min.-geol. Inst. d. Univ.,
Szeged, Baross Gabor utca 2 (Ungarn).
- § *Taubert, E.*, Dr., Studienrat,
Dessau, Goethestr. 17.
- Terpstra, P.*, Dr., Kristallogr. Inst. d. Univ.,
Groningen (Holland), Melkweg 1.
- § *Tertsch, Herm.*, Dr., Landesschulinspektor,
Wien XIV, Reindorfasse 37.
- Teuscher, C. O.*, Dr., wiss. Hilfsarb., Staatl. Lagerst.-Forsch.-Stelle,
Freiberg i. Sa., Schloßplatz 1.
- § * *Thost, R.*, Dr.,
Berlin W 35, Koester Ufer 17.
- Tilley, Cecil E.*, Professor, Sedgwick Museum,
Cambridge (England).
- Tokody, László*, Dr., Privatdozent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Budapest VIII, Muzeum Körut 4 (Ungarn).
- Tongeren, W. van*, Dr., c/o. Hoofdkantoor der N.V. Gem. Maatsch.,
Tandjoengpandan-Billiton (Niederl.-Ost-Ind.).
- Trautz, Max*, Dr., Professor, Chem. Inst. d. Univ.,
Münster (Westf.), Moltkestr. 14.
- Tröger, E.*, Dr.-Ing., Professor, Min.-geol. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Dresden-A. 24, Bismarckplatz.
- Trojer, Felix*, Dr., Werkchemiker,
Veitsch (Steiermark).

- Tromnau, Hans Werner**, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Königsberg (Pr.), Steindamm 6.
- Trübsbach, Carl Julius**, Dr.,
Chemnitz-Furth (Sa.), Haus Trübsbach 82.
- Ulrich, Fr.**, Dr., Professor, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Karls-Univ.,
Prag II, Albertov 6I (Č. S. R.).
- § **Umrath, Wilhelm**,
Graz III, Hochsteing. 59.
- Valeton, J. J. P.**, Dr., Professor, Geolog.-mineralog. Inst. d. Univ.,
Würzburg, Pleichertorstr. 34.
- Vendl, Aladár**, Dr., Professor, Min.-geol. Inst. d. Techn. Hochsch.,
Budapest I, Rezeda utca 7 (Ungarn).
- Vendl, Miklos**, Dr., Professor, Min.-geol. Inst. d. montanist. Hochsch.,
Sopron (Ungarn).
- Vernadsky, W.**, Dr., Professor,
Moskau 2, Durnovskijper 1 d nr. 2 (U. d. S. S. R.).
- Vielmetter, Richard**, Dr.,
Hachenburg (Westerwald), Postfach 30.
- Wahl, Walter**, Dr., Professor der Chemie,
Helsinki, Hamugatan 5 (Finnland).
- Waitz, Paul**, Dr., Tacuba D. F.,
Mexico, Calle Parthenon 2 (Mexico).
- Walter, Leo**, Dr., Hofrat,
Liebenau b. Graz (Steiermark), Gartengasse 59.
- Watanabe, Takeo**, Dr., Assist. Professor, Hokkaido Imper. Univ.,
Sapporo (Japan); z. Zt. Mineralog. Inst. d. Univ. **Berlin N 4**, In-
validenstr. 43.
- Watznauer, A.**, Dr.,
Reichenberg, Urbangasse 110.
- Weber, Alfred**, Dr., Assistent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Graz, Universitätsplatz 2.
- Weber, Leonhard**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Freiburg, Rue de Lausanne 30 (Schweiz).
- Weigand, W.**,
Berlin-Wilmersdorf, Landauerstr. 1.
- Weigel, O.**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Marburg (Hessen), Deutschhausstr. 10.
- Weikert, Karl**,
Berlin-Friedenau, Stubenrauchstr. 52.
- Weise, Curt**, Dr.,
Lübeck-Herrenwyk, Hochofenstraße.
- Wellhöfer, Bernhard**, Dr., Bayerische Mineral-Industrie A.-G.,
München, Sophienstr. 3I.
- Wendekamm, Karl**, Dr., unbekannt verzogen.

- Werner, Heinrich**, Erster Bergrat i. R.,
Celle (Hann.), Trift 26 I.
- Wernicke, F.**, Dr., Bergrat, Bergbauabtlg. d. Sächs. Wirtsch.-Minist.,
Dresden-N. 6, Carolapl. 2.
- Wetzel, W.**, Dr., Professor, Geolog. Inst. d. Univ.,
Kiel, Schwanenweg 20 a; Wohnung: Düppelstraße 71.
- Weyer, Imm.**, Dr., Friedrich-Fröbel-Landschulheim,
Keilhau b. Rudolstadt (Thür.).
- Wild, Georg O.**,
Idar-Oberstein 2 (Nahe).
- Willems, Jacob**, Dr., I.G. Farbenindustrie,
Krefeld-Ürdingen.
- Willems, H. W. V.**, Dr., Privatdozent, Geolog. Inst. d. Univ.,
Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130 (Niederlande).
- Witteborg, Werner**, Dr.,
Wuppertal-Barmen, Schwartnerstraße 11.
- § Wolff, F. v.**, Dr., Professor, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Halle a. S., Domstraße 5.
- Wolff, John E.**, Dr., Professor, 360 South Grand Ave.,
Pasadena (Cal.) (U. S. A.).
- Wolff, Thilo v.**, cand. rer. nat., Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ.,
Leipzig C 1, Talstr. 38.
- Zedlitz, Otto**, Dr., Dozent, Mineralog. Inst. d. Univ.,
Freiburg i. Br., Bertholdstr. 17.

C. Körperschaftliche Mitglieder

- Aachen**, Bibliothek der Technischen Hochschule, Wüllnerstr. 2.
- Aachen**, Mineralogisches Institut d. Techn. Hochschule, Wüllnerstr. 2.
- Aachen**, Stolberger Gesellschaft, z. Hd. d. Herrn Markscheider Heisig.
- Amsterdam** (Niederlande), Geologisch. Institut der Universität.
Nieuwe Prinsengracht 130.
- Basel** (Schweiz), Mineralogisch-petrographisches Institut d. Universität,
Bernouillanum.
- Berlin - Charlottenburg**, Metallhüttenmänn. Institut der Techn.
Hochschule (Prof. Dr.-Ing. Kohlmeyer), Hardenbergstr. 35.
- Berlin-Charlottenburg**, Institut f. Mineralogie und Petrographie
der Techn. Hochschule, Berlinerstr. 170.
- Berlin-Charlottenburg 2**, Rawack u. Grünfeld A.-G., Hardenberg-
straße 3.
- Berlin-Dahlem**, Staatl. Materialprüfungsamt, Unter d. Eichen 87.
- Berlin-Dahlem**, Kaiser Wilhelm-Institut f. Silikatforschung, Fara-
dayweg 16.

- Berlin N 4**, Preußische geolog. Landesanstalt, Invalidenstr. 44.
- Berlin N 4**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Invalidenstraße 43.
- Berlin NW 7**, Deutsche Gesellschaft für Metallkunde im Verein Deutscher Ingenieure, Hermann-Göringstr. 27.
- Berlin W 35**, Deutsche Chemische Gesellschaft, Redaktion des Gmelin-Handbuches, Tiergartenstr. 10.
- Berlin SW 11**, Kali-Forschungsanstalt, G. m. b. H., Schöneberger Str. 5.
- Bern** (Schweiz), Mineralog.-petrogr. Institut d. Univ., Muldenstr. 6.
- Bitterfeld**, I.G. Farbenindustrie Aktiengesellschaft, Zentralbibliothek.
- Bonn**, Geol.-paläontolog. Institut der Universität, Nußallee 2.
- Bonn**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Poppelsdorfer Schloß.
- Breslau**, Mineralogisch-petrographisches Institut d. Univ., Schuhbrücke 38/39.
- Budapest VIII** (Ungarn), Magyar Nemzeti Museum, Mineralog. Abtg., Muzeum-Körút 16.
- Buenos Aires** (Argentinien), Sociedad Científica Argentina, Santa Fé 1145.
- Chemnitz i. Sa.**, Städt. Naturwissenschaftl. Sammlung im städt. Museum.
- Darmstadt**, Institut f. Geologie u. techn. Gesteinskunde d. techn. Hochschule, Magdalenenstr. 8.
- Dresden-A. 24**, Bibliothek der Technischen Hochschule, Bismarckplatz 18 I.
- Dresden-A. 24**, Staatl. Versuchs- u. Materialprüfungsamt a. d. Techn. Hochsch., Bautechn. Abtlg., Helmholtzstr. 17.
- Dresden-A. 1**, Staatl. Mineralog.-geolog. Museum, Zwinger.
- Erlangen**, Mineralog. u. geolog. Institut d. Universität, Schloßgarten 5.
- Frankfurt a. M.**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Senckenberg-Anlage 23.
- Freiberg (Sa.)**, Mineralog. Institut der Bergakademie, Brennhausgasse 14.
- Freiburg i. Br.**, Mineralog. Institut d. Universität, Bertholdstr. 17.
- Freiburg i. Br.**, Mineralogische Studiengesellschaft Freiburg e. V. (geschäftsführ. Vors.: Prof. Schneiderhöhn, Sonnhalde 10).
- Freiburg** (Schweiz), Mineralog.-petrogr. Institut d. Universität.
- Gießen** (Hessen), Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Ludwigstr. 23.
- Göttingen**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Lotzestr. 16/18.
- Göttingen**, Universitätsbibliothek.
- Göttingen**, R. Winkel, G. m. b. H., Königsallee 21.

- Graz**, Mineralog.-petrogr. Institut d. Universität (Prof. Dr. Frz. Angel),
Universitätsplatz 2 II.
- Graz**, Talkumwerk Naintsch G. m. b. H., Franzensplatz 1.
- Greifswald**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Langefahr-
straße 23 d.
- Halle a. S.**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Domstr. 5.
- Hamburg 36**, Mineralog.-petrograph. Institut der Universität,
Esplanade 1 c.
- Hamburg 1**, Staats- und Universitätsbibliothek, Speersort.
- Hannover**, Mineral.-geolog. Institut der Technischen Hochschule,
Welfengarten 1.
- Heidelberg**, Mineralog. Institut d. Universität, Hauptstr. 47/51.
- Heidelberg**, Geolog.-palaeontolog. Inst. d. Univ., Hauptstr. 52.
- Heidelberg**, Universitätsbibliothek.
- Hohenheim** (Württemberg), Landwirtschaftl. Hochschule, Bibliothek.
- Innsbruck**, Mineralog.-petrographisches Institut, Universitätsstr.
- Jena**, Gesellschaft für Mineralogie und Geologie. Gesch.-Führer:
Gewerbeoberlehrer Schmidt, Leo Sachse-Str.
- Jena**, Mineralog.-petrogr. Inst. d. Universität, Schillerstraße 12.
- Jena**, Glaswerk Schott und Genossen.
- Jena**, Carl Zeiss Optische Werkstätten, Abteilg. Bibliothek.
- Johannesburg** (S.-Afr. Union), Inst. of Geology a. Mineralogy, Univ.
of the Witwatersrand, Milner Park.
- Karlsruhe i. B.**, Geolog.-mineralog. Institut d. Technischen Hoch-
schule, Kaiserstr.
- Kassel**, Reichsbahndirektion, Gesteinsprüfstelle bei der R.B.D.,
Hauptbahnhof.
- Kaunas** (Litauen), Geolog. Inst. d. Universität (Doz. Dalinkevičius),
Gedimino g-ve 40.
- Kiel**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Schwanenweg 20 a.
- Köln**, Geologisch-mineralogisches Institut der Universität, Zülpicher
Str. 47.
- Königsberg i. Pr.**, Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität,
Lange Reihe 4.
- Königsberg i. Pr.**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität,
Steindamm 6.
- Kopenhagen K.** (Dänemark), Mineralogisk Museum, Østervoldgade 7.
- Kopenhagen K.** (Dänemark), F. L. Smidth & Co. A/S., Vestergade 33.
- § **Köthen** (Anhalt), Staatl. Hochschule für angewandte Technik.
- Leiden** (Niederlande), Rijks Geologisch-Mineralogisch Museum, Garen-
markt 1 c.
- Leipzig C 1**, Geolog.-palaeontolog. Institut der Universität, Tal-
straße 35 II.

- Leipzig C 1**, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität, Talstr. 38.
- Maastricht** (Holland), Erste Nederlandsche Cement-Industrie.
- Magdeburg**, Museum für Naturkunde u. Vorgeschichte, Domplatz 5.
- Mährisch-Ostau 10** (Č. S. R.), (Vitkovice zelezarny) Wittkowitz Bergbau- und Eisenhütten-Gewerkschaft.
- Marburg** (Hessen), Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Deutschhausstr. 10.
- Marburg** (Hessen), Universitätsbibliothek.
- München 2 M**, Bayer. Staatsbibliothek.
- München 2 M**, Mineralog. Staatssammlung, Neuhauserstr. 51.
- Münster i. W.**, Mineralogisch-petrogr. Institut der Universität, Ägidiiistr. 63.
- Nürnberg**, Geolog. Sektion der Naturhistorischen Gesellschaft. Luitpoldhaus, Gewerbemuseumsplatz 4.
- Oxford** (England), Radcliffe Science Library.
- Paria** (Italien), Inst. di Mineralogia, R. Università (Dir. Prof. U. Panichi).
- Rostock**, Mineralog.-petrogr. Institut d. Universität, Wismarsche Straße 8.
- Siershahn** (Westerw.), Gewerkschaft Keramchemie-Berggarten.
- Stellenbosch** (S.-Afr. Union), Library of the University.
- Stockholm** (Schweden), Mineralog. Institut d. Universität, Drottninggatan 116.
- Tetschen-Liebwerd**, Lehrkanzel für Mineralogie, Landwirtschaftl. Hochschule.
- Trondhjem** (Norwegen), Geolog. Institut d. Techn. Hochschule.
- Tübingen**, Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Waldhäuserstr. 10.
- Tübingen**, Universitätsbibliothek.
- Turin** (Italien), Istituto di Mineralogia e Petrografia, R. Università di Torino, 108, Palazzo Carignano.
- Utrecht** (Niederlande), Mineralog.-geolog. Institut d. Universität, Ganzenmarkt 32.
- Wageningen** (Niederlande), Bibliothek der Landbouw Hoogeschool.
- Warschau** (Polen), Mineralog.-petrogr. Institut der Universität, Krakowskie Przedmiescie 26/28.
- Washington** (D. C.), (U. S. A.), Geophysic. Labor., Carnegie Inst., 2801 Upton Street.
- Wien I**, Mineralog.-petrogr. Abteilung des naturhist. Museums, Burg-ring 7.
- Wien I**, Mineralog.-petrograph. Institut der Universität (Prof. Himmelbauer), Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.
- Wien I**, Mineralogisches Institut der Universität (Prof. Dittler), Dr.-Karl-Lueger-Ring 1.

Würzburg, Mineralog.-geolog. Institut der Universität, Pleichertorstr. 34.

Zürich (Schweiz), Mineralog. Institut der Techn. Hochschule, Sonneggstraße 5.

Der Vorstandsrat besteht zur Zeit aus den Herren:

Prof. Dr. **F. Angel**, Graz.

Prof. Dr. **C. W. Correns**, Rostock.

Prof. Dr. **W. Eitel**, Berlin-Dahlem.

Prof. Dr. **H. Himmel**, Heidelberg.

Prof. Dr. **G. Linck**, Jena.

Prof. Dr. **H. Rose**, Hamburg.

Prof. Dr. **E. Schiebold**, Leipzig.

Prof. Dr. **K. Spangenberg**, Breslau.

Prof. Dr. **H. Steinmetz**, München.

Änderungen der Anschrift und Fehler in diesem Verzeichnis wolle man dem Schriftführer, Herrn Prof. Dr. **E. Tröger**, Dresden-A. 24, Bismarckplatz, Mineralog. Institut d. Techn. Hochschule, **sofort** mitteilen.

Zahlungen bitten wir zu richten:

An den **Schatzmeister** der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft:

Herrn Dr. **R. Thost**, Berlin W 35, Koester Ufer 17 .

oder

An die **Deutsche Mineralogische Gesellschaft**, Berlin W 35,

Postscheckkonto Berlin NW 7 Nr. 112678

oder

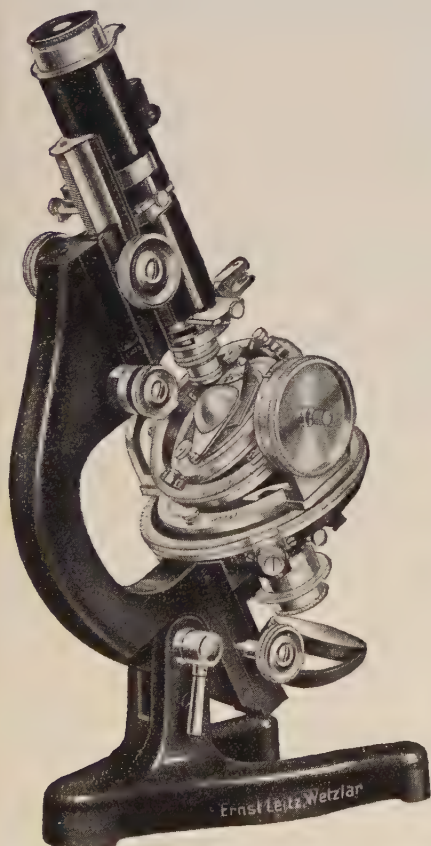
Bankkonto Nr. 2227/52 bei der Dresdner Bank, Depositenkasse 52, Berlin W 9, Potsdamer Str. 24.

An den **Schatzmeister** wolle man auch alle Anfragen über Preis und Bezug von **älteren Jahrgängen der „Fortschritte“** richten.

Leitz

MIKROSKOPE

für mineralogische Untersuchungen



Hilfsapparate für die mineralogische Mikroskopie:

Universal-Drehtische

nach Fedorow, 2-, 4- und 5-achsig

Integrationstische

für die planimetrische, Material-Analyse, 4- und 6-spindlig

Spaltmikrophotometer

**Binokulare
Prismenlupen**

Stereo-Mikroskope

**Mineralogische
Projektionsapparate**

Fordern Sie unser
unverbindliches Angebot

Pol. Mikroskop CM mit Universal-Drehtisch

ERNST LEITZ, WETZLAR



Die Mineralien=Niederlage der Staatl. Sächs. Bergakademie

Freiberg i. Sa., Brennhausgasse 14,
im Mineralogisch=Geologischen Institut der Bergakademie,

empfiehlt sich zur Lieferung von:

Mineralien, Gesteinen, Erzen und Versteinerungen in ganzen Sammlungen und Einzelstücken,

sowie von sämtl. mineralogischen und geologischen Ausrüstungs= u. Gebrauchsgegenständen.

Ansichtssendungen werden auf Wunsch gern zusammengestellt!

Ankauf von Mineralien und ganzen Sammlungen!
Tauschverkehr!

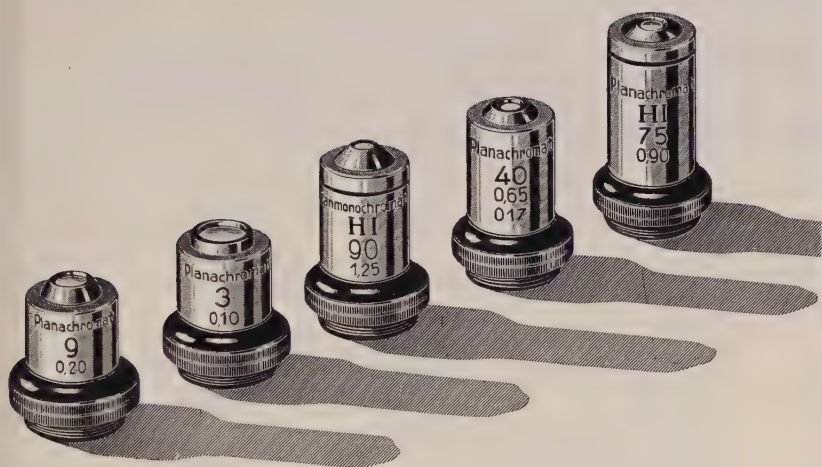
THE AMERICAN MINERALOGIST

Journal of the Mineralogical Society of America

A monthly periodical devoted to articles on Mineralogy, crystallography, petrography and allied sciences. Back volumes may be purchased at \$ 3.00 per volume. Membership in the Society is \$ 3.00 per year which includes subscription price to the current volume. Volumes in recent years have contained about 600 pages. Inquiries should be sent to the treasurer.

Dr. Waldemar T. Schaller, U. S. Geological Survey, Washington, D. C., U. S. A.

Other officers of the Society for 1935 are: President, Dr. Clarence S. Ross (U. S. Geological Survey, Washington, D. C.); Vice-President, Dr. J. Ellis Thomson (University of Toronto, Toronto, Canada); Secretary, Dr. Paul F. Kerr (Columbia University, New York City); Editor, Dr. Walter F. Hunt (University of Michigan). Ann. Arbor, Michigan, U. S. A.



*Ein wesentlicher Fortschritt
in der Mikroskopie und
Mikro-Photographie*

ZEISS

Planachromate

sind frei von Bildfeldkrümmung

Das Gesichtsfeld ist bis zum Rande scharf

Als Trockensysteme und homogene Immersionen erhältlich

Fordern Sie die Druckschrift Miplan 72 von



CARL ZEISS, JENA
BERLIN, HAMBURG, KÖLN, WIEN

Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine

Ein Nomenklatur-Kompendium

Im Auftrage der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft
abgefaßt von

Prof. Dr.-Ing. W. Ehrenreich Tröger

Mineralogisches Institut der Technischen Hochschule, Dresden

VI u. 360 Seiten

Vorzugspreis für die Mitglieder der D. M. G. geh. RM 14.—,
geb. RM 16.—. Der Vorzugspreis gilt nur bei direkter Bestellung.

Der Ladenpreis im Buchhandel beträgt geheftet RM 20.—

Verlag der Deutschen Mineralog. Gesellschaft e. V. in Berlin W 35
Koester Ufer 17 Postscheckkonto: Berlin Nr. 112 678

Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine

1. Nachtrag

Eruptivgesteinsnamen

Sonderdruck aus Band 23, Teil 1 der Fortschritte der
Mineralogie, Kristallographie und Petrographie von

Prof. Dr.-Ing. W. E. Tröger

Mineralogisches Institut der Technischen Hochschule Dresden

50 Seiten — 2 Textabbildungen

Vorzugspreis für die Mitglieder der D. M. G. bei direkter Bestellung
brosh. RM 1.—

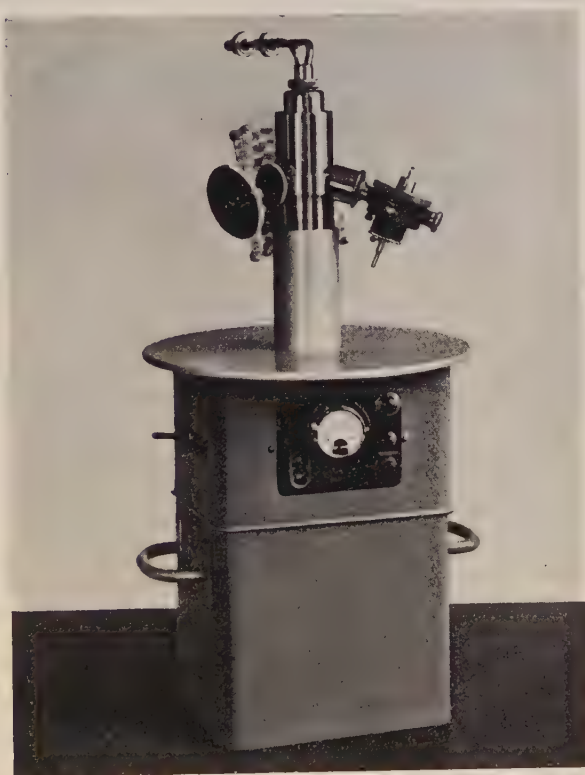
Der Ladenpreis im Buchhandel beträgt RM 2.—

Verlag der Deutschen Mineralog. Gesellschaft e. V. in Berlin W 35
Koester Ufer 17 Postscheckkonto: Berlin Nr. 112 678

„Debyeflex“

Röntgen-Apparat

für Feinstruktur-Untersuchungen



Aufnahme-Kameras

nach Laue und Debye-Scherrer, Schiebold und
dem Rückstrahlverfahren nach Sachs-Weerts

Rich. Seifert & Co.
Hamburg 13

Mineralogie von Bolivien von **Dr. Friedrich Ahlfeld**, Dozenten für Mineralogie an der Universität Marburg (Hessen) und **Jorge Muños Reyes**, Direktor General de Minas y Petroleo, La Paz. Mit 30 Textabbildungen. (VII u. 89 S.) 1938 Geheftet RM. 10.50

Auf Grund langjähriger Untersuchungen der Verfasser wird eine Übersicht der in Bolivien vorkommenden Mineralien mit besonderer Berücksichtigung ihrer kristallographischen Eigentümlichkeiten und ihrer genetischen Beziehungen gegeben. 176 Mineralspezies werden beschrieben.

Die Fedorow-Methode von **W. Nikitin**, Professor an der Universität Ljubljana. Mit 41 Abbildungen im Text und 7 Tafeln. (IV u. 109 S.) 1937 Geheftet RM. 12.40

Der Verfasser gibt eine kurzgefasste Erklärung der wichtigsten Arbeitsweisen der Fedorow-Methode in ihrer heute erreichten Form. Es handelt sich dabei um die optische Bestimmung von Mineralien und Kristallen, im besonderen auch um die Anwendung der Methode zur Untersuchung der Feldspäte. — Die Durchführung der Untersuchungen wird durch die Beigabe von 7 Diagrammen in Tafeln erleichtert.

Lehrbuch der Mineralogie von Prof. Dr. **W. Schmidt** und Doz. Dr. **E. Baier**. Mit 214 Textabbildungen und 1 Farbentafel. (VI u. 322 S.) 1935 Gebunden RM. 14.—

This book embodies a great deal of what might be called the modern trend in mineralogy. In spite of its limited size a reader will find in this text short discussions on almost every mineralogical topic. — On the whole the authors have succeeded to a remarkable degree in producing a text which holds the reader's interest to the last, an accomplishment not common in texts mineralogy. The binding and paper are of fine quality. The figures and illustrations are excellent. Except for a very few typographical errors, the book appears to be practically flawless.

J. W. Gruner (The American Mineralogist, 1936).

Angewandte Kristallstrukturlehre von Privatdozenten Dr. **E. Brandenberger**. Mit 88 Textabbildungen. (VII u. 202 S.) 1938 Gebunden RM. 13.50

Die „Angewandte Kristallstrukturlehre“ ist als Anleitung zum selbständigen Gebrauch der „Int. Tabellen zur Bestimmung der Kristallstrukturen“ bei der röntgenometrischen Analyse der Kristallstrukturen und der Diskussion kristallstruktureller Fragen überhaupt geschrieben worden. Sie führt möglichst anschaulich in die Begriffe der Strukturtheorie ein, behandelt anschließend die Symmetrieanalyse der Kristallstrukturen im allgemeinen, um in einer systematischen Darstellung der strukturtheoretischen Grundlagen der röntgenometrischen Untersuchungen an Kristallen auszumünden.

C.W.Kessler Söhne, Idar-Oberstein 2

Adolf Hitlerstraße 140

Edelsteinschleiferei

Rohstoff-Import Mineralien

Bankkonto: Deutsche Bank Idar-Oberstein 2

Postscheck: 14948 Frankfurt a. Main

Fernruf: 2184 Amt Idar-Oberstein

Telegramme: Steinkessler Idar-Oberstein 2

Zur Saison:

KARLSBAD + MARIENBAD + BAD GASTEIN

Bronz. Medaille Düsseldorf 1902 + Goldene Medaille Turin 1911 und
Trier 1925 + Diplome d'Honneur Paris 1937 und höchste Auszeichnungen

Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Herausgeberin: Schweiz. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft.

Erscheinen halbjährlich in Heften mit 11—12 Druckbogen,
unter Mitwirkung sämtlicher schweizerischer Mineralogen
und Petrographen und der mineralogischen Hochschulinstitute
und bringen Arbeiten aus dem Gesamtgebiet der Kristallographie,
Mineralogie und Petrographie, mit besonderer Berücksichtigung
der Alpen.

Bezugsbedingungen:

Für Mitglieder der Schweiz. Mineralogischen u. Petrographischen
Gesellschaft gratis (Mitgliederbeitrag jährlich Fr. 20.—).
Anmeldungen beim Aktuar, Prof. Dr. C. Burri,
Mineralogisches Institut der E. T. H., Sonneggstr. 5,
Zürich 6.

Abonnement pro Jahr (2 Hefte) Fr. 25.—. Anmeldungen
beim Verlag A. G. Gebr. Leemann & Co., Zürich 2.
Ältere Bände, soweit Vorrat, ebenda erhältlich.

Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie u. Petrographie

Herausgegeben im Auftrag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft

von

Prof. Dr. **G. Linck**, Jena (Bd. 1—6),

Prof. Dr. **A. Johnsen**†, Berlin (Bd. 7—10),

Prof. Dr. **W. Eitel**, Berlin (Bd. 10—18),

Prof. Dr. **C. W. Correns**, Rostock (ab Bd. 19)

	RM
1. Band. Mit 53 Abbild. im Text. IV, 290 S. gr. 8° 1911	9.—
2. Band. Mit 23 Abbild. im Text. IV, 304 S. gr. 8° 1912	10.50
3. Band. Mit 26 Abbild. im Text. IV, 320 S. gr. 8° 1913	10.—
4. Band. Mit 23 Abbild. im Text. IV, 384 S. gr. 8° 1914	12.50
5. Band. Mit 43 Abbild. im Text. III, 324 S. gr. 8° 1916	11.50
6. Band. Mit 46 Abbild. im Text. IV, 245 S. gr. 8° 1920	8.—
7. Band. Mit 23 Abbild. im Text. XI, 480 S. gr. 8° 1922	12.50
8. Band. Mit 33 Abbild. im Text. III, 234 S. gr. 8° 1923	8.—
9. Band. Mit 17 Abbild. im Text. III, 411 S. gr. 8° 1924	14.—
10. Band. Mit 69 Abbild. im Text. III, 310 S. gr. 8° 1925	14.—
11. Band. Mit 72 Abbild. im Text u. auf 1 Tafel. III, 358 S. gr. 8° 1927	17.—
12. Band. Mit 66 Abbild. i. Text u. 1 Porträttafel (G. Linck). IV, 336 S. gr. 8° 1927	20.—
13. Band. Mit 103 Abbild. im Text. IV, 320 S. gr. 8° 1929	20.—
14. Band. 1. Teil. IV, 74 S. gr. 8° 1929	5.—
14. Band. 2. Teil. Mit 37 Abbild. u. 6 Tabellen. IV, 217 S. gr. 8° 1930	15.—
15. Band. 1. Teil. Mit 1 Abbild. im Text. III, 72 S. gr. 8° 1931	5.—
15. Band. 2. Teil. Mit 7 Abbild. im Text. IV, 140 S. gr. 8° 1931	10.—
16. Band. 1. Teil. Mit 29 Abbild. im Text. IV, 146 S. gr. 8° 1931	10.—
16. Band. 2. Teil. Mit 25 Abbild. im Text. IV, 65 S. gr. 8° 1932	5.—
17. Band. 1. Teil. Mit 5 Abbild. im Text. IV, 74 S. gr. 8° 1932	5.—
17. Band. 2. Teil. Mit 37 Abbild. im Text. IV, 90 S. gr. 8° 1933	7.—
18. Band. 1. Teil. Mit 2 Abbild. im Text. IV, 68 S. gr. 8° 1933	4.50
18. Band. 2. Teil. Mit 16 Abbild. im Text. IV, 200 S. gr. 8° 1934	15.—
19. Band. 1. Teil. Mit 5 Abbild. im Text. IV, 72 S. gr. 8° 1935	5.—
19. Band. 2. Teil. Mit 19 Abbild. im Text. IV, 226 S. gr. 8° 1935	18.—
20. Band. 1. Teil. IV, 142 S. gr. 8° 1936	12.—
20. Band. 2. Teil. Mit 75 Abbild. im Text. IV, 314 S. gr. 8° 1936	22.—
21. Band. 1. Teil. Mit 16 Abbild. im Text. IV, 168 S. gr. 8° 1937	13.20
21. Band. 2. Teil. Mit 7 Abbild. u. 10 Tabellen. IV, 238 S. gr. 8° 1937	19.50
22. Band. 1. Teil. Mit 38 Abbild. im Text. II, 104 S. gr. 8° 1937	7.50
22. Band. 2. Teil. Mit 2 Abbild. im Text. II, 80 S. gr. 8° 1937	6.—
22. Band. 3. Teil. Mit 31 Abbild. im Text. IV, LX u. 304 S. gr. 8° 1937	40.—
23. Band. 1. Teil. Mit 20 Abbild. im Text. IV, 90 S. gr. 8° 1938	6.60

Mitglieder der D. M. G. erhalten die Bände zu Vorzugspreisen.

Die Deutsche Mineralogische Gesellschaft (E. V.) sucht die Mineralogie, Kristallographie und Petrographie in Forschung und Lehre zu fördern, besonders auch die wissenschaftlichen Beziehungen ihrer Mitglieder zu pflegen. Alljährlich veranstaltet sie eine Versammlung mit Vorträgen, Berichten und Exkursionen; ferner gibt sie als eigenes Organ die Zeitschrift „Fortschritte der Mineralogie usw.“ heraus. Die älteren Bände stehen den Mitgliedern zu Vorzugspreisen zur Verfügung. Diese umfangreiche Veröffentlichung bringt hauptsächlich Darstellungen der Fortschritte, die auf verschiedenen Teilgebieten in der letzten Zeit gemacht worden sind, und wird den Mitgliedern unentgeltlich übersandt. Der Jahresbeitrag beträgt gegenwärtig RM. 10.—.

Der Vorstand besteht zur Zeit aus folgenden Herren:

Vorsitzender: Prof. Dr. **P. Ramdohr**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43

Ständ. Sekretär und Stellv. d. Vors.: Prof. Dr. **F. K. Drescher-Kaden**, Göttingen,
Lotzestr. 16—18

Schatzmeister: Dr. **R. Thost**, Berlin W 35, Koester Ufer 17

Schriftführer: Prof. Dr. **E. Tröger**, Dresden-A. 24, Bismarckplatz

Schriftleiter der „Fortschritte“: Prof. Dr. **Carl W. Correns**, Rostock, Wismarsche Str. 8
Ab 1. IV. 1939: Göttingen, Lotzestr. 13.

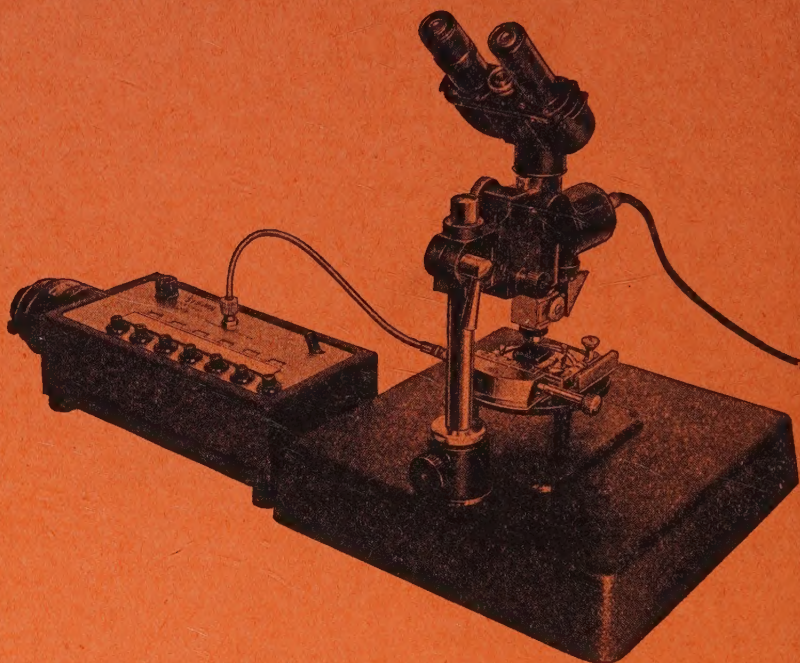
Zahlungen sind zu richten an den Schatzmeister Dr. R. Thost, oder

an die **Deutsche Mineralogische Gesellschaft**, Berlin W 35,
Postscheckkonto Berlin NW 7, Nr. 112 678, oder

Bankkonto Nr. 2227/52 bei der Dresdner Bank, Depositenkasse 52,
Berlin W 9, Potsdamer Str. 24.

FUESS

Integriervorrichtung „SIGMA“



„Sigma“ dargestellt in Verbindung mit einem Auflicht-Mikroskop

Das Gerät dient zum Ausplanimetrieren von bis zu 6 verschiedenen Gefügekomponenten bei der quantitativen optischen Analyse. Zählwerk und Spezial-Kreuztisch sind durch eine biegsame Welle miteinander verbunden.

Die „Sigma“-Vorrichtung kann mit jedem normalen Mikroskop verbunden werden. Netzanschluß 220 oder 110 Volt.

Näheres in Druckschrift 416



R. FUESS, BERLIN-STEGLITZ